



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

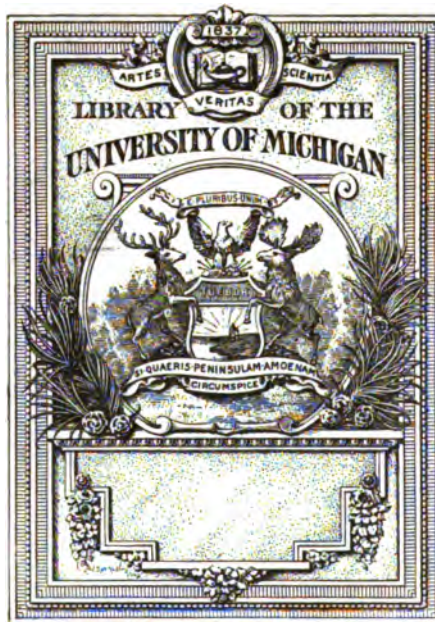
We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>

B 480994



QE

575

248

ZEITSCHRIFT
FÜR
GLETSCHERKUNDE,

FÜR EISZEITFORSCHUNG UND GESCHICHTE DES KLIMAS

ANNALES DE GLACIOLOGIE

ANNALS OF GLACIOLOGY

ANNALI DI GLACIOLOGIA

Organ der Internationalen Gletschercommission

unter Mitwirkung von

**S. Finsterwalder (München), F. A. Forel (Morges), J. Gelkie (Edinburgh), W. Kilian (Grenoble),
Olinto Marinelli (Florenz), F. Nansen (Kristiania), A. Penck (Berlin), F. Porro (La Plata),
Charles Rabot (Paris), H. F. Reid (Baltimore), F. Wahnschaffe (Berlin), A. Woelke (St. Petersburg)**

herausgegeben von

EDUARD BRÜCKNER
Professor an der Universität Wien

II. Band
1907/08

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER
SW 11 GROSSBEERENSTRASSE 9
1908

Inhalt.

Abb. = Abhandlungen; Kl. M. = Kleinere Mitteilungen; Lit. = Literaturbericht.

Heft 1 (Juli 1907).

	Seite
Abb. E. Philippi: Über die Landeis-Beobachtungen der letzten fünf Südpolar-Expeditionen	1
W. H. Workman: A Study of Nieves Penitentes in the Himalaya . .	22
O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Innale .	29
Kl. M. Internationale Gletscherkommission	55
P. Mercanton: Les nivomètres des Alpes suisses	56
L. Marson: Sulle oscillazioni dei Ghiacciai dell'Adamello-Presanella . .	58
H. Crammer: Über Klüfte im Firnfeld	60
H. Pjetursson: Eine interessante Moräneninsel bei Island	61
G. Götzinger: Revision einiger Gletschermarken in der Ortlergruppe 1905	63
A. Blümcke und H. Heß: Untersuchungen am Hinterseiferner 1906. .	66
R. Lucerna: Gletscherspuren am Fogarascher Gebirge (Siebenbürgen) .	67
W. A. Obrutschew: Rezente Firnfelder und Gletscherspuren am Tarbagatai	71
V. H. Gatty: Perennierende Schneeflecken am Ben Nevis in Schottland	72
Lit. A. Jessen: Beskrivelse til Kortbladene Aalborg og Nibe	73
R. Hoernes: Untersuchungen der jüngeren Tertiärablagerungen des westlichen Mittelmeeres	74
A. Ludwig: Glaziale Erosion und Ursachen der Eiszeit	75
Bibliographie	76

Heft 2 (November 1907).

Abb. S. Finsterwalder: Die Theorie der Gletscherschwankungen	81
P. N. Tschirwinsky: Schneedünen und Schneebarhane in ihrer Beziehung zu äolischen Schneeablagerungen im allgemeinen	103
O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Innale (Schluß)	112
J. Partsch: Hans Meyers Gletscherbeobachtungen in den Hochlanden von Ecuador	128
Kl. M. W. M. Davis: Über die glazialen Skulpturformen in Gebirgen	136
W. H. Sherzer: Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks .	140
H. Reishauer: Revision der Gletschermarken im Venedigergebiete (Sommer 1904)	142
F. Heritsch: Spuren einer permischen Vereisung der Alpen	146
H. Crammer: Probleme der Gletscherkunde	148
H. Hess: Bemerkung zu obiger Mitteilung	150
Ed. Brückner: Neue Karten des Montblanc-Gebietes	151
Schnee in der algerischen Sahara	152

	Seite
Lit. A. G. Högbom: Studien in nordschwedischen Drumlinlandschaften . . .	153
Bibliographie	154
Heft 3 (März 1908).	
Abb. Ed. Brückner et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers. XII ^{me} Rapport, 1906	161
H. Crammer: Zur Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung	198
F. Machaček: Über Rückzugsmoränen in Norwegen	213
Kl. M. Ed. Brückner: W. Kilian über Glazialerosion und Übertiefung	220
H. Reishauer: Revision der Gletschermarken im Ortlergebiete in den Jahren 1904 und 1905	224
Lit. G. Andersson: Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora . .	231
P. A. Øyen: Nye Bidrag til Bestemmelse af Pholas-Niveauet	233
P. A. Øyen: Det sydlige Norges „Boreale“ Strandlinje ,	233
N. V. Ussing: Om Floddale og Randmoræner i Jylland	234
Bibliographie	235
Heft 4 (April 1908).	
Abb. M. Friederichsen: Die heutige Vergletscherung des Khan-Tengri-Massives und die Spuren einer diluvialen Eiszeit im Tien-schan.	241
W. Sievers: Zur Vergletscherung der Cordilleren des tropischen Süd- amerika	271
P. Mougín: L'altitude de la ligne des neiges et son relèvement actuel dans les Alpes de la Savoie.	285
Kl. M. Ed. Brückner: Die Schmelzformen des Firns im tropischen und subtropischen Hochgebirge (Nieve Penitente).	292
H. Spethmann: Schneeschmelzkegel auf Island	296
Ed. Brückner: Schneeschmelzkegel in den Alpen und Nieve Penitente . . .	301
J. Rekstad: Über die starke Erosion der Gletscherbäche	303
M. P. Rudzki: Bemerkung zu Prof. Finsterwalders „Theorie der Gletscherschwankungen“	307
S. Finsterwalder: Bemerkung zu den obigen Einwendungen Prof. Rudzki's	309
H. Reishauer: Revision einiger Gletschermarken in der Presanella- Adamello-Gruppe (Sommer 1905)	309
Lit. T. H. Holland, H. H. Hayden, H. Walker, E. A. Pascoe, G. Cotter, J. C. Brown: Preliminary survey of certain glaciers in the North-West Himalaya	313
Bibliographie	315
Heft 5 (Juli 1908).	
Abb. H. Hess: Alte Talböden im Rhonetal (mit 1 Tafel)	321
Kl. M. M. Lagally: Abschluß der Vermessungen des Suldenferners	362
F. C. Schulz: Gletscherforschung in den südlichen Kalkalpen (Dolomiten)	364
J. Westmann: Form und Größe der Schneekristalle	365
Lit. Bibliographie	366
Reg. Register	369

Über die Landeis-Beobachtungen der letzten fünf Südpolar-Expeditionen.

Von **E. Philipp** in Jena,
Mitglied der deutschen Südpolar-Expedition.

Die fünf Expeditionen, die in den Jahren 1901—1904 den vereisten Küsten der Antarktis zusteuerten, sind wohlbehalten und mit reicher wissenschaftlicher Ausbeute belohnt zurückgekehrt. Wohl noch ein Jahrzehnt wird vergehen, bis uns ihre Ergebnisse völlig durchgearbeitet vorliegen werden. Mittlerweile sind jedoch von sämtlichen Expeditionen Reiseschilderungen ¹⁾ herausgegebenen und einige leichter übersehbare Punkte in kurzen Aufsätzen oder Vorträgen besprochen worden. Schon diese vorläufigen Mitteilungen zeigen, wie wichtig die neuesten Beobachtungen am antarktischen Landeis für viele Probleme der Eis- und Klimaforschung sind. Ich möchte mir daher erlauben, auf einige dieser Punkte im Rahmen eines Referates hinzuweisen.

Forschungen der „Discovery“.

Die Ergebnisse der englischen Expedition auf der „Discovery“ stehen, was Umfang und Mannigfaltigkeit anbelangt, an erster Stelle. Sie hatte das Glück, ein durchaus gesichertes Winterquartier in dem Sunde zwischen der Ross-Insel und dem Victoria-Lande zu finden, das für die Erforschung der außerordentlich interessanten Eisverhältnisse im Westen und Süden sehr günstig gelegen war. Jedoch sind der englischen Expedition die prächtigen Erfolge, die sie erzielte, nicht mühelos in den Schoß gefallen. Wer die anspruchsvollen Berichte liest, in denen die zahlreichen, zum Teil sehr weit aus-

¹⁾ E. v. Drygalski, *Zum Continent des eisigen Südens*. Berlin 1904. — O. Nordenskiöld, *„Antarctic“*, *Zwei Jahre in Schnee und Eis am Südpol*. Berlin 1904. — R. F. Scott, *The Voyage of the Discovery*. London 1905. — *The Voyage of the Scotia*. By Three of the Staff. Edinburgh 1906. — J. B. Charcot, *Le Français au Pôle Sud*. Paris 1906.

gedehnten Schlittenreisen beschrieben werden, wird der physischen Ausdauer und dem moralischen Mut von Kapitän Scott und seinen Begleitern uneingeschränkte Bewunderung zollen müssen.

Die englische Expedition hat drei von einander verschiedene Ausbildungsformen des Landeises angetroffen: 1. Das hochgelegene Inlandeis des Victoria-Landes. 2. Die Abflüsse desselben nach dem Meere und Talgletscher von norwegischem oder alpinem Typus. 3. Das Eis der großen Eisbarriere.

Das hochgelegene Inlandeis des Victoria-Landes. Zur Westküste des Mc. Murdo-Sundes zieht sich zwischen den prachtvollen Bergen der Royal Society-Kette der Ferrar-Gletscher hinab, der in seinem Habitus durchaus alpinen Gletschern entspricht. Als man diesen gewaltigen Eisstrom in der Richtung nach Westen und aufwärts verfolgte, gelangte man bei 3000 m Meereshöhe und in 130 km Entfernung von der Küste auf ein schneebedecktes Plateau, dessen Eintönigkeit durch keinerlei Nunataks mehr unterbrochen wird. Scott, der im Sommer 1903 diese Hochfläche in ostwestlicher Richtung über eine Strecke von nahezu 400 km befuhr, gibt an, daß die größten Höhenunterschiede, die während der ganzen Fahrt auf dem hochgelegenen Inlandeise wahrgenommen wurden, 30 m kaum übersteigen. An kleineren Unebenheiten, die die Reise sehr erschweren, mangelt es jedoch nicht; meist ist die Oberfläche wellig und dabei mit kleineren, scharfen Windrücken (Sastrugi) bedeckt, die auf konstante Westwinde hindeuten. Auch im Hochsommer hatten die Schlittenreisenden viel unter diesen kalten und oft sehr starken Westwinden zu leiden. Das hochgelegene Inlandeis ist völlig spaltenfrei und mit hartem Schnee bedeckt; am Rande der ungeheuren Eismasse konnte man beobachten, daß kein allmählicher Übergang von dem Schnee der Oberfläche zu dem Gletschereis stattfindet, wie man erwarten sollte; vielmehr liegt der körnige Firnschnee unvermittelt einer verwitterten Oberfläche von massivem, blauen Eis auf.

Abflüsse des Inlandeises und Talgletscher. Nirgends scheint das hochgelegene Inlandeis in breiter Fläche nach dem Meere abzufließen, wie dies im Kaiser Wilhelm II.- und im Coats-Lande der Fall ist. Es wird vielmehr überall noch durch Bergketten vom Meere getrennt, deren höchste Erhebungen die Eisoberfläche noch um 2000 m und darüber überragen. Diese Gebirge begleiten in annähernd nord-südlicher Richtung die Küste des Victoria-Landes von Kap North ($70\frac{1}{2}^{\circ}$ S.) bis zum 83° und werden als Admiralty Range, Prince Albert

Mountains und Royal Society Range bezeichnet. Durch die Pässe der Gebirgskette strömt das Inlandeis meist in Formen ab, die denen alpiner Talgletscher gleichen, sie aber in ihren Dimensionen meist überreffen. Der bereits genannte Ferrar-Gletscher dürfte dem größten, überhaupt bekannten Talgletscher gleichkommen; zwei andere Abflüsse des Inlandeises, Barne- und Shackleton-Gletscher, übertreffen ihn aber weitaus. Während die meisten Eisströme, die vom Inlandeis ausgehen, bei großer Länge verhältnismäßig schmal sind, scheinen einige von ihnen, die in den Prince Albert-Bergen liegen, größere Breite als Länge zu besitzen und nähern sich dadurch dem Typus der grönländischen Inlandeismündungen.

Von den Talgletschern, die man in sehr großer Anzahl an der Küste des Victoria-Landes wahrnimmt, stehen jedoch nur wenige mit dem hochgelegenen Inlandeis in Verbindung; die meisten haben vielmehr ihren Ursprung in lokalen Firnfeldern, die in den Tälern der Küstengebirge liegen.

Von den nicht sehr zahlreichen Abflüssen des Inlandeises ist aber nur noch ein kleiner Teil in Tätigkeit; bei den meisten ist die Bewegung eingestellt, sie sind erloschen. Auf der 11 Breitengrade langen Strecke von Kap Adare bis zum Mt. Longstaff sind nach S c o t t nur 4 tätige Eisströme vorhanden, die vom Inlandeis ausgehen; bemerkenswert ist dabei, daß von diesen die südlicher gelegenen sich schneller bewegen, als die nördlichen.

Der Typus eines erloschenen Inlandeis-Abflusses ist der Ferrar-Gletscher, den die Schlittenexpeditionen zum Aufstieg nach dem Inlandeis benutzten. Unter dem Einflusse von Sommerwärme und Verdunstung schwindet er allmählich hinweg; sein Nordarm erreicht schon nicht mehr das Meer, sondern endet innerhalb eines Tales mit ganz flacher Eiszunge.

Dies eigentümliche Absterben der Eisströme ist wohl nur durch die Annahme zu erklären, daß das Inlandeis des inneren Victoria-Landes, vielleicht in ungeheurer Mächtigkeit, ein geschlossenes Becken erfüllt. Bei einem früheren, höheren Eisstande floß dieses an verschiedenen Punkten über; heute sind jedoch nur noch die Auslässe in Tätigkeit, die tief genug in den Rand des Beckens einschneiden.

Das Barriere-Eis. Noch viel eigenartiger als das hochgelegene Inlandeis mit seinen teils noch tätigen, teils erloschenen Abflüssen ist das Eis der sogen. „Großen Barriere“. J. C. R o s s entdeckte bekanntlich auf seiner ersten Reise eine nach seinen Angaben 45—60 m

hohe Eismauer, die er ohne Unterbrechung vom Ostfuße des Vulkans Terror über eine Erstreckung von fast 30 Längengraden in nahezu west-östlicher Richtung verfolgen konnte. Es war eine der wichtigsten Aufgaben der englischen Expedition, über die Natur des Eises, das diese Steilwand bildet, weitere Untersuchungen anzustellen.

Schon während man im Sommer 1902 mit dem Schiff an der Eismauer entlang fuhr, ergaben sich zwei sehr wichtige Resultate. Erstens fand man, daß die große Eismauer nicht mehr die gleiche Lage hatte, in der sie J. C. Ross vor 60 Jahren angetroffen hatte, sondern überall nach Süden zurückgewichen war, in einzelnen Fällen bis über 50 km hinaus. Der Meeresboden, den noch zu Ross' Zeiten die einheitliche Eisdecke verbarg, war meist nackter Fels; nur vereinzelt wiesen die Lotungen Geschiebe oder Diatomeen-Ablagerungen nach.

Das zweite, noch wichtigere Ergebnis war die Beobachtung, daß das Barriereeis zum größten Teil nicht dem Meeresgrunde aufruht, sondern schwimmt. Dies beweisen deutlich Lotungen, die am Rande der Eismauer Meerestiefen von 500—850 m anzeigen, während die Höhe der Eiswand im allgemeinen zwischen 15 und 50 m beträgt. Selbst wenn man annimmt, daß $\frac{5}{6}$ des Barriereeises unter dem Meeresspiegel liegen, so ist der Unterrand der Eismasse vom Meeresboden doch noch durch Hunderte von Metern getrennt.

Daß das Barriereeis schwimmt, zeigte sich aber ganz besonders deutlich bei einer Landung: die mächtige Eisdecke hob und senkte sich mit Flut und Ebbe, ebenso wie das an ihr verankerte Schiff.

Wie weit sich das Meer unter der gleichförmigen Masse des Barriereeises nach Süden zieht, ist noch unbekannt. Scott ist der Ansicht, daß Massen von ganz ungeheurer Ausdehnung schwimmen; darauf wiesen ihn besonders die Ergebnisse der großen, nach Süden und Südosten gerichteten Schlittenreisen hin, die auf dem Barriereeis vor sich gingen. Auf diesen Reisen, die Scott und seine Begleiter in rein südlicher Richtung entlang dem Ostfuße der Royal Society-Kette, Lieut. Roys hingegen nach Südosten hin unternahmen, marschierte man ohne Unterbrechung über eine ebene Fläche, deren einzige Erhebungen die kleinen, vom Winde zusammengewehten Schneehügel waren. Das Eis war im allgemeinen frei von Spalten; nur dort, wo die Abflüsse des hochgelegenen Inlandeises, der Shackleton- und Barne-Gletscher, auf die ebene Fläche des Barriereeises prallten, war bis zu einer Entfernung von 20 km, von der Ausmündung der Gletscher an gemessen, die Oberfläche des Barriereeises zu Wellen zusammengestaut, die bei weiterer Annäherung an die Gletschermündung in ein

Chaos von Spalten übergangen. Darin, daß die Oberfläche des Barriere-eises, von diesen lokalen Störungen abgesehen, spaltenfrei ist und daß sie stets die gleiche geringe Meereshöhe einhält, sieht Scott wohl mit Recht einen Beweis für seine Ansicht, daß das Barriereeis, soweit man es auf Schlittenreisen erforschte, nicht festem Lande aufruht, sondern auf einer mehr oder weniger mächtigen Schicht Meerwasser schwimmt.

Auch eine andere, sehr interessante Beobachtung, die Lieut. Royds machte, spricht dafür. In einer der Spalten, die sich vom Lande her in das Barriereeis hinein erstrecken, maß er Temperaturen; er fand, daß bei Annäherung an das Land das Thermometer in den tieferen Teilen der Spalte bis zu einem mittleren Betrage von -9° fiel. In der gleichen Spalte, aber 20 km vom Lande entfernt, fiel zunächst ebenfalls die Temperatur, hob sich aber in einer Tiefe von 35 m wieder bis auf 0° . Dieses verschiedene Verhalten deutet nach Scott ebenfalls darauf hin, daß in dem zweiten Falle das Barriereeis von Wasser unterlagert wird.

Von größtem Interesse ist die Frage, ob sich das Barriereeis bewegt oder nicht. Zunächst glaubten die Expeditions-Mitglieder, daß es ebenso wie der Ferrar-Gletscher und die Landeismassen rings um die Winterstation bewegungslos sei, bis Lieut. Barne durch genaue Messungen feststellen konnte, daß ein Depot, das man auf dem Eise angelegt hatte, sich im Laufe von $13\frac{1}{2}$ Monaten um rund 550 m in nahezu nördlicher Richtung verschoben hatte. Fast die gleiche Richtung (NzO) zeigen auch die riesigen Stauwälle auf der Ostseite des Mt. Terror, die dadurch hervorgerufen worden sind, daß das schwimmende Barriereeis gegen Eismassen, die dem Lande aufliegen, drängt.

Scott nimmt an, daß das Barriereeis zu einer Zeit gebildet wurde, als das Eis in dem großen Reservoir des inneren Victoria-Landes etwa 130—160 m mächtiger war als heute und gewaltige Massen von ihm in das Ross-Meer abströmten. (Wilson fand am Mt. Terror Moränen noch 275 m über dem heutigen Meeresniveau.) Während des höchsten Standes der Vergletscherung füllten die mächtig angeschwollenen Eismassen das nicht über 1000 m tiefe Ross-Meer völlig aus und erstreckten sich noch nördlich von Kap Adare bis an den Außenrand des Kontinental-Sockels. Als sich später unter veränderten klimatischen Verhältnissen die Mächtigkeit des Eises verringerte, zog sich eine immer mehr anwachsende Wasserschicht unter das jetzt schwimmende Inlandeis. Das Abbrechen geschah und geschieht auch heute noch ganz all-

mählich und stückweise an der Außenkante. Bei dem Übergange aus der festliegenden in die schwimmende Lage scheint ein Bruch im allgemeinen nicht erfolgt zu sein; wahrscheinlich vollzog sich der Prozeß dazu zu langsam.

Das große Barriereeis südlich vom 78° ist jedoch nicht das einzige Relikt aus einer Periode höheren Eisstandes. Die Lady Newnes-Bay südlich von Kap Adare ist mit Landeismassen erfüllt, die nicht von den heutigen unbedeutenden Zuflüssen stammen können; auch diese Masse schwimmt, wie eine Lotung zeigt, auf dem Meere. Andere Reste der großen einst das Ross-Meer erfüllenden Eismasse finden sich längs der Küste des Victoria-Landes weiter nach Süden, besonders bei Kap Gauss. Auch an den Bergen in der Nachbarschaft des Winterquartiers wurden überall Eisreste beobachtet, die heute nicht mehr ernährt werden, also als Relikte aufgefaßt werden müssen.

Forschungen des „Gauss“.

Inlandeis. Einen ganz anderen Charakter als das Landeis, das die „Discovery“ im Victoria-Lande antraf, hat das Inlandeis, das am 21. Februar 1902 vom „Gauss“ aus auf 66° S. und 91° O. gesichtet wurde. Hier hatte man es weder mit begrenzten Eisströmen, noch mit einer horizontalen Platte zu tun, sondern das Inlandeis war eine einheitliche, schwach nach Süden aufsteigende Masse, die weder im Süden, noch im Osten oder Westen eine erkennbare Begrenzung hatte. Nach dem Meere zu zeigte sich überall ein Steilabfall von 40—50 m Höhe; Spaltenzüge waren bereits aus großer Entfernung zu erkennen.

Den gleichen Charakter hatte das Inlandeis in der Umgebung des Gauss-Berges. Auch hier brach es gegen das Meereis zu in 40—50 m hohen Steilwänden ab, die erst in der Nachbarschaft des Gaussberges niedriger wurden. Die Mächtigkeit des Inlandeises wurde durch Lotungen in der unmittelbaren Nachbarschaft des Berges auf 170 m festgestellt, weiter im Westen betrug sie 200—250 m; es fand sich, daß etwa $\frac{1}{5}$ der gesamten Eisdicke aus dem Wasser aufragte. Die Bewegung des Inlandeises am Steilrande der Außenseite betrug in einiger Entfernung vom Gaussberge nach Messungen v. Drygalskis¹⁾ in 5 Monaten etwa 50 m, also $\frac{1}{3}$ m pro Tag. Nach Süden wird die Bewegung etwas langsamer; doch ist die Geschwindigkeitsabnahme in einer Entfernung von 2 km vom Außenrande nur 4 cm pro Tag.

¹⁾ Diese Zeitschrift I, S. 62.

Am Steilrande des großen Karajak-Eisstromes in Grönland wird hingegen die tägliche Geschwindigkeit auf 18 m angegeben.

Zahllose Spalten durchziehen das Inlandeis am Gaussberge. Sie haben an der Ostseite des Berges südöstliche, an seiner Westseite südwestliche Richtung. Dort, wo unter der Oberfläche des Inlandeises Aufragungen zu vermuten sind, treten sich kreuzende Spalten in großer Anzahl auf, ja es entstehen geradezu Seracs. Südlich vom Gaussberg hören, allerdings erst in großer Entfernung, die Spalten auf.

Eine Anhäufung von Schnee und damit ein Wachstum des Inlandeises findet in den an der Außenkante gelegenen Teilen nur stellenweise statt. Im allgemeinen bleibt die Oberfläche schneefrei, der Schnee füllt nur Spalten auf oder häuft sich in Mulden an. In der unmittelbaren Nachbarschaft des Gaussberges sind die Bedingungen für eine Anhäufung des Schnees natürlich günstiger, weil sich hier der Ostwind, der sonst die Bildung einer Schneedecke verhindert, bricht; trotzdem bleibt auch hier ein großer Teil des Inlandeises das ganze Jahr über schneefrei. Auf der nach den Aufnahmen von v. Drygalski und Gazert gezeichneten Karte des Gaussberges¹⁾ und seiner näheren Umgebung gehört fast die Hälfte des dargestellten Inlandeises dem Gebiete an, das auch im Winter schneefrei bleibt.

Daß sich die Oberfläche des Inlandeises im allgemeinen auch im Winter nicht mit Schnee bedeckt, erkennt man schon aus weiter Entfernung an ihrer schön blauen Eisfarbe. Die prächtigen Photographien, die Gazert im September—Oktober von der Höhe des Gaussberges aufgenommen hat, zeigen die Spaltenzüge des Inlandeises mit vollendeter Klarheit; dies wäre aber undenkbar, wenn ein dicker Schneemantel das Inlandeis bedeckte. An den von v. Drygalski aufgestellten Marken ergab sich, daß sich die Oberfläche des Inlandeises in den Ablationsgebieten innerhalb von 5 Wintermonaten um 4 cm erniedrigt hatte.

So tritt denn in den Randgebieten des Inlandeises an der Posadowsky-Bucht der merkwürdige Fall ein, daß trotz sehr niedriger Jahrestemperaturen und reichlicher Niederschläge das Eis zurückgeht, weil die heftigen Stürme an den meisten Stellen die Anhäufung von Schnee verhindern.

Erratische Blöcke bedecken die Abhänge des Gaussberges bis zu seinem 370 m hohen Gipfel; sie beweisen, daß das Inlandeis in seiner Nachbarschaft einst mindestens 350 m mächtiger war als heute.

¹⁾ Deutsche Südpolar-Expedition II. Bd., H. 1, Taf. 1.

Das West-Eis. Neben dem sich langsam von Süd nach Nord auf geneigter Fläche fortbewegenden Inlandeise am Gaussberge ist aber etwas weiter westlich noch ein zweiter Typus vorhanden, der bis zu einem gewissen Grade an das schwimmende Barriereeis des Ross-Meeres erinnert. v. Drygalski hat für diesen Eistypus bis zu seiner endgültigen Beschreibung den neutralen Namen „Westeis“ eingeführt.

Was man unter diesem „Westeis“ zu verstehen hat, wird vielleicht am klarsten, wenn ich die Eindrücke, die ich bei meiner ersten Begegnung mit ihm empfand und in meinem Tagebuche niederschrieb, hier wiedergebe.

Am 28. Oktober 1902 zeigte sich auf der nach SW. gerichteten fünften Schlittenreise am Horizonte eine Reihe von rundlichen Buckeln, die durch verschneite Depressionen voneinander getrennt waren. Die Form der Eisbuckel war uns wohlbekannt; sie fand sich häufig an den alten Bergen der Posadowsky-Bucht wieder, die wahrscheinlich schon seit Jahrzehnten in einer mächtigen Meereisdecke eingefroren festlagen; v. Drygalski hatte diese gerundeten Eisberge wegen der schönen Färbung, die ihr ziemlich kompaktes Eis zeigt, als Blau eis bezeichnet. Wir vermuteten daher in den vor uns liegenden Kuppen nichts anderes, als eine dicht liegende Reihe von Blau eisbergen und setzten zunächst unseren Weg auf einer der ganz flach zwischen ihnen ansteigenden Schneewehen fort. Sehr bald ging aber der Schneebe lag in Eis über, zahlreiche Spalten zeigten sich, das Eis wurde sehr uneben und es war unmöglich, einen bestimmten Kurs einzuschlagen. Deswegen wurde nach 5 stündigem Umherirren in dem Labyrinth, das mehr als einmal Schlitten und Mannschaft in Gefahr brachte, das eigentümliche Eis verlassen und man befand sich wieder auf Meereis. An diesem Tage hielten wir das merkwürdige „Westeis“ noch für einen Eisberg von riesigen Dimensionen, waren wir doch am Tage zuvor einem solchen begegnet, dessen eine Kante mindestens 30 km maß. Am Abend des nächsten Tages schrieb ich in mein Tagebuch: „Wir marschierten heute den ganzen Tag über an der Blau eismasse entlang, deren Betreten uns gestern so große Schwierigkeiten bereitet hatte. Mehr und mehr gewann man den Eindruck, daß man es mit altem, jetzt bewegungslosen Inlandeise zu tun habe.“

Am Morgen des 30. Oktober 1902 fuhren wir in einen Winkel ein, an dem das „Westeis“ mit dem Inlandeise zusammenstößt. Ich schreibe hier: „Von Südosten her zieht die Mauer des Blau eises mit abgerundeten Formen und einigen unregelmäßig nach Norden einspringenden Buchten, meist tief verschneit. Nahezu im rechten Winkel dazu verläuft die

Inlandeismauer, viel steiler, mit vielen Zacken, Löchern usw. Es ist auch vor ihr keine Spur von Bewegung wahrzunehmen. Die Oberfläche des Inlandeises ist stark zerrissen, die des Blau-eises eine sanft geneigte, schiefe Ebene.“

Von einem höher gelegenen Standpunkte konnte ich folgendes beobachten: „Zwischen der Oberfläche des Inlandeises und der des Blau-eises (Westeises) ist nur eine schwache Depression, aber keine Diskontinuität wahrnehmbar. Besteigt man das Blau-eis, so sieht man sich bald auf einer sehr weiten, schneebedeckten Hochfläche. Gegen N. und NW. steigen über diese spaltenreiche Eishügelketten auf, auch direkt im W. schließen einige Eishügel den im übrigen ganz ebenen Horizont ab. Erst in SW. beginnt in großer Entfernung das Inlandeis in der Richtung nach S. aufzusteigen. Irgend eine Stauung des Inlandeises gegen das Westeis ist nicht wahrnehmbar.“

Spätere Beobachtungen haben über die Natur des Westeises noch weitere Anhaltspunkte gebracht. An sehr vielen Stellen konnte festgestellt werden, daß keine Spalten das Westeis von dem ihm östlich vorgelagerten alten Meereis der Posadowsky-Bucht trennen; beide müssen also schwimmen und sich gleichmäßig mit den Gezeiten heben und senken. Dieser Schluß wurde durch Lotungen bestätigt, die am Rande des Westeises Meerestiefen von 600 m und darüber aufwiesen.

Auf der weiteren Fahrt nach dem Verlassen des Winterquartiers konnten wir vom Schiff aus die Kante des Westeises über eine Strecke von ungefähr 3 Längengraden verfolgen. Das Gebiet, das den Charakter des Westeises trägt, ist also zweifellos sehr ausgedehnt.

Wenn an der Grenze von altem, sicher unbeweglichem Meereis und dem Westeis keinerlei Spalten, Stauwälle oder überhaupt Störungen irgend welcher Art wahrnehmbar sind, so nötigt dies zu der Annahme, daß auch das Westeis keine Bewegung mehr besitzt. Ist dies aber der Fall, so müssen auch die Teile des Inlandeises südlich von ihm bewegungslos sein. Hätte hier nämlich das Inlandeis noch Bewegung, so müßte es entweder das passive Westeis vor sich hertreiben und seine Bewegung auf dieses übertragen, oder es müßten sich an der Grenze von bewegtem Inlandeis und unbewegtem Westeis im Laufe der Zeit gewaltige Stauungen bilden, von denen jedoch nichts wahrnehmbar war.

Ich glaube daher annehmen zu müssen, daß die am Gaussberg bereits ziemlich schwache Bewegung des Inlandeises gegen Westen hin erlischt, ein Schluß, den auch andere Beobachtungen als sehr wahrscheinlich gelten lassen.

Nach allem, was wir bisher über das Westeis wissen, scheint es zunächst mit dem Barriereeis des Ross-Meeres vergleichbar zu sein. Gleich diesem dürfte es sich als schwimmendes Inlandeis erweisen, das, wenigstens nach meiner Annahme, noch mit dem dem Festlande aufliegenden in ununterbrochener Verbindung steht. Während aber das Barriereeis noch eine ziemlich lebhafte Bewegung besitzt, ist das Westeis bereits bewegungslos geworden. Ein weiterer Unterschied zwischen Westeis und Barriereeis besteht in der Beschaffenheit der Oberfläche. Die vom Lande entfernten Teile des Barriereeises stellen eine spaltenlose, schneebedeckte Ebene dar; diesen Typus besitzt das Westeis augenscheinlich nur in beschränkten Gebieten; im allgemeinen ist seine Oberfläche sehr uneben, oft geradezu chaotisch gestaltet, in seinen nördlichsten Teilen auch von tiefen, grabenähnlichen Tälern durchsetzt. Ich möchte jedoch nicht wie v. Drygalski annehmen, „daß das Westeis eine Gruppe von Eisbergen ist, da die Grabenbrüche, die wir gefunden, wohl ursprüngliche Grenzen einzelner Berge bedeuten, welche durch Schneestürme oder Stauungen auf Untiefen oder Bänken später nur zu einer einheitlich scheinenden Masse zusammengeschweißt sind.“

Eisberge. Der deutschen Südpolar-Expedition bot sich reichliche Gelegenheit zu Beobachtungen an Eisbergen, da diese in dem Meereis, das die Posadowsky-Bucht erfüllte, in größter Zahl und Mannigfaltigkeit eingefroren waren. Den ursprünglichen Typus stellt sicher die bekannte Eistafel dar, die immer eine deutliche Horizontalschichtung erkennen läßt. Sind Eisberge längere Zeit an derselben Stelle im Meereise eingefroren, so geht die Tafel durch Verdunstung und unter der abschleifenden Wirkung der Schneestürme in eine rundliche Kalotte über. Bei diesem Abschleifungsprozesse kommen die tieferen, kompakteren Teile des Eisberges zum Vorschein, in denen das blasenfreiere Eis eine schön blaue Färbung besitzt. v. Drygalski hat deswegen diesem Typus den Namen Blau eisberg gegeben. Daß er sich im wesentlichen aus dem Tafelberg-Typus ableitet, beweist die horizontale Schichtung, die auch in den abgeschliffenen Eiskalotten noch deutlich zu erkennen ist.

Gesteinseinschlüsse konnten an den noch in ursprünglicher Lage befindlichen Tafel- und Blau eisbergen nie wahrgenommen werden, zeigten sich aber recht häufig an gekenterten Bergen. In den meisten Fällen sind jedoch die Gesteine nicht regellos im Eisberg verteilt,

¹⁾ Zum Continent des eisigen Südens, S. 439.

sondern auf Bänder beschränkt, die scharf gegen das reine Eis absetzen, hingegen meist den „Blaubändern“ der Eisberge parallel verlaufen. Die Zahl der schuttführenden Bänder in einem Eisberge ist sehr verschieden; häufig ist nur eines vorhanden, in einem Falle konnte ich an einem kleinen Eisberge jedoch 36 zählen. Die Lage der Schuttbänder gegen die ursprüngliche Oberfläche ist meistens nicht mehr festzustellen; wo dies möglich war, zeigten sich steile Neigungswinkel von 60—90°. Wohl die meisten dieser Schuttbänder sind als Teile der Grundmoräne aufzufassen, die an einem subglazialen Hindernis gestaut und gehoben worden sind.

Die äußere Form der Geschiebe ist selbst an ein und demselben Eisberge sehr mannigfaltig. Sehr viele Gesteinseinschlüsse sind eckig oder nur an den Kanten etwas bestoßen; häufig ist auch der Fall, daß an einem eckigen Geschiebe eine kleinere Fläche angeschliffen und mit Kritzen bedeckt ist, der zuweilen auf der Rückseite eine Parallelfäche entspricht. Zuweilen finden sich an einem Stücke mehrere solcher Fazetten angeschliffen, nur sehr selten ist ein Geschiebe allseitig mit Schliffflächen und Kritzen bedeckt.

Forschungen der „Scotia“.

Die schottische Expedition unter Bruce unternahm von den Süd-Orkney-Inseln aus zwei Vorstöße nach Süden. Im Jahre 1903 drang man etwas östlich vom Längengrade der Sandwich-Gruppe bis über den 70° hinaus vor, ohne jedoch den südpolaren Kontinent zu Gesicht zu bekommen. Glücklicher war man im folgenden Jahre; es gelang, die im Februar 1903 erreichte Breite zu überschreiten und am 2. März 1904 kam bei 72° 18' S. und 17° 59' W. eisbedecktes Land in Sicht, das nach den tatkräftigsten Gönnern der Expedition, James und Andrew Coats, benannt wurde. Die Oberfläche des Inlandeises stieg allmählich in welligen Abhängen an, bis sie in weiter Entfernung mit dem Himmel zu verschmelzen schien; nur an einer Stelle glaubte man weit entlegene Berge sehen zu können, die aber auch vollständig mit Eis bedeckt waren. Gegen die See zu stürzte das Inlandeis mit einer Steilwand von 30—50 m Höhe ab, eine Lotung in einiger Entfernung von seinem Rande ergab 290 m Tiefe. Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, daß das Inland-Eis des Coats-Landes denselben Habitus besitzt, wie das des Kaiser Wilhelm II.-Landes; fast wörtlich läßt sich die Beschreibung des einen auf die des anderen übertragen.

Forschungen der „Antarctic“.

Die Aufgabe der schwedischen Südpolar-Expedition unter Otto Nordenskiöld war es, auf der Ostseite der West-Antarktis (Louis Philippe-Land und die mit ihm verbundenen Landmassen) nach Süden vorzudringen. Während Nordenskiöld mit 5 Gefährten auf der Snow Hill-Insel überwinterte, ging das Expeditionsschiff „Antarctic“ nach nördlichen Gewässern zurück, wurde aber bekanntlich zu Beginn des Jahres 1903 bei dem Versuche, die Bewohner der Winterstation abzuholen, vom Eise zertrümmert.

Von Snow Hill aus unternahm Nordenskiöld mit seinen Begleitern einige Schlittenreisen, von denen besonders eine längere, nach SW. gerichtete im Frühjahr 1902 für unsere Zwecke sehr wichtiges Material lieferte.

Etwa die erste Hälfte der Reise vollzog sich auf dem Meereise; am 7. Oktober 1902 langte man jedoch unfern der Robertson-Insel an einer steilen Eiswand an, die nur an wenigen Stellen zu ersteigen war. Die Oberfläche dieser Terrasse wird als eben, spaltenfrei und mit hartem Schnee bedeckt geschildert. Noch eine Zeit lang war Nordenskiöld nicht ganz klar darüber, ob man es nicht mit altem Meereis zu tun hätte, das aus irgend einem Grunde eine außergewöhnliche Mächtigkeit erlangt hat; gegen diese Annahme sprach allerdings von vornherein die Abwesenheit von Eisbergen.

Erst nachdem man längere Zeit über diese sog. „niedrige Terrasse“ marschiert war, zeigten sich Spalten; sie ließen nicht im Unklaren darüber, daß man es zum mindesten nicht mit dem gewöhnlichen Typus des Meereises zu tun habe.

Besonders in der Nähe des König Oscar II.-Landes und augenscheinlich unter dem Einflusse der von ihm ausmündenden Eisströme war die niedrige Terrasse stark zerrissen; es traten hier die gleichen, tiefen und breiten, kanalähnlichen Spalten auf, die Scott unter ähnlichen Bedingungen am Rande des Barriereeises wahrgenommen hatte. Bei weiterem Vormarsche erschien im Süden ein langer Eiswall, der von dem König Oscar II.-Lande im Westen ausgehend in gerader Richtung nach Osten hin verlief und sich dort am Horizont verlor. Die höhere Eisterrasse, deren Abbruch dieser Wall darstellte, war im Gegensatz zur niederen von zahllosen Spalten zerrissen.

Nordenskiöld ist der Ansicht, daß für die niedere Terrasse ein Übergang von Meereis zu Gletschereis anzunehmen ist; er meint auch, daß die antarktischen Eisberge nicht ausschließlich ihren Ur-

sprung auf dem Lande haben, sondern sich „aus einem Kern von Meer-eis auf einem seichten Meergebiet nahe dem Lande bilden können“.

Nach meiner Auffassung dürfte jedoch die niedere Terrasse vor dem König Oscar II.-Lande ein Äquivalent des Barriereeises im Ross-Meere sein, d. h. Inlandeis, das in schwimmender Lage sich befindet. Leider sind wir darüber, ob unter der niedrigen Terrasse Land oder Meer sich befindet, nicht genau unterrichtet; auch wissen wir nicht, ob die ganze Eismasse noch in Bewegung ist.

Zweifellos hat auch auf der Ostseite des König Oscar II.-Landes ein Rückgang des Eises stattgefunden, da auf dem von der höheren Eisterrasse umschlossenen Borchgrewingk-Nunatak erratische Blöcke gefunden wurden, die nur bei einem mindestens 300 m höheren Eisstande an diesen Platz gelangt sein können.

Ergänzt werden die Ausführungen Nordenskiölds, die in seinem schönen Reisewerke zerstreut sind, durch die Mitteilungen, die J. Gunnar Andersson ¹⁾ über die Geologie des Graham-Landes macht.

Fast alles Land ist in dieser Region von Eis bedeckt, nur die steilsten Abhänge und einige kleine Inseln sind frei von Eis. Eine Ausnahme bildet nur die Gegend der Seymour-Insel, wo man große nicht vereiste Flächen antrifft. Nach Andersson ist hier das anstehende Gestein der Entwicklung von Landeis nicht günstig.

Selbst in den Gegenden, die völlig vereist sind, geht das Anwachsen des Gletschereises und infolgedessen auch seine Bewegung sehr langsam vor sich. Nur wo räumlich begrenzte „Tal-gletscher“, d. h. Abflüsse des Inlandeises oder großer Firngebiete, von mehreren Seiten Zuflüsse erhalten, wird die Eisbewegung rasch genug, um Eisberge abzustoßen.

Augenscheinlich wird das Landeis, das mit einer einheitlichen Decke Inseln oder Teile des Festlandes bekleidet, sehr schwach ernährt. Auf Snow Island in der Süd-Shetland-Gruppe, im Gerlache Kanal und auf der Nordseite der d'Urville und Joinville Insel wurden auf langen Strecken von Landeis bedeckte Küsten gesehen, an denen fast überall bei Ebbe unter dem Eismantel der Fels zum Vorschein kam. Es beweist dies, daß das Landeis nicht wesentlich, jedenfalls nicht seiner Mächtigkeit entsprechend, unter den Meeresspiegel hinabtaucht und daß seine

¹⁾ J. G. Andersson, On the Geology of Graham Land. Bull. Geol. Institut. Upsala VII. 1906.

äußere Grenze hier von der Brandungswelle und von Ebbe und Flut bestimmt wird.

Im Winter findet an der Oberfläche des Inlandeises keine Ablagerung von Schnee statt, da der trockene Winterschnee stets sehr bald durch die Stürme fortgeblasen wird. Nur im Sommer, wenn der Schnee oft feucht und die Stürme weniger heftig sind, bilden sich auf der Oberfläche des Eises neue Schneeschichten.

Tafelförmige Eisberge können nicht an den Küsten des nördlichen Graham-Landes produziert werden, nur Talgletscher stoßen hier Eisberge von kleinen Dimensionen und unregelmäßigen Formen ab.

Anzeichen einer früheren stärkeren Vereisung finden sich allerorten.

Eine von den Inseln der Brialmont-Bucht am NO-Eingange des Gerlache-Kanals, Moose Island, zeigt Gletscherschliffe bis zu ihrer höchsten Spitze, mehr als 200 m über dem Meeresspiegel. Diese können aber nicht auf eine örtliche Eisbedeckung der Insel zurückgeführt werden; denn die Südwestseite von Moose Island ist eine deutliche flachere Luvseite mit zahllosen Rundhöckern, während die Nordostseite eine steile Leeseite ohne Spuren von Eiseinwirkung ist. Außerdem ist auch die höchste Spitze noch mit erratischen Blöcken bedeckt, deren Anstehendes auf der Insel unbekannt ist.

Die Verhältnisse auf Moose Island deuten auf einen Eisstrom hin, der den Gerlache-Kanal in der Richtung von SW nach NO durchfloß. Da in dieser Meeresstraße Tiefen von mehr als 600 m gemessen werden und Gletscherwirkungen noch 200 m über dem Meeresspiegel wahrnehmbar sind, so kann man sich von der Mächtigkeit dieses Eisstromes einen Begriff machen.

Auch in der Hoffnungsbucht am Ostrande des Louis Philippe-Landes, an der J. G. Andersson mit zwei Gefährten überwinterte, sprechen viele Anzeichen dafür, daß die hier lokalen Gletscher früher eine viel stärkere Ausdehnung besaßen.

Auf der Seymour-Insel finden sich in 180 m Meereshöhe erratische Gletschergeschiebe, aber keine Moränen und auch keine sonstigen Zeichen von Eiseinwirkung, zu deren Erhaltung die lockeren, sandigen Gesteine der Insel auch ungeeignet erscheinen. Die Anwesenheit der erratischen Blöcke ist nur zu erklären, wenn man annimmt, daß sie entweder von einer zusammenhängenden Inlandeismasse hierher transportiert wurden oder daß die Oberfläche der Seymour-Insel früher mindestens 200 m unter ihrem heutigen Niveau lag und daher schuttbeladenen Eisbergen zugänglich war.

Forschungen des „Français“.

Die französische Expedition unter Charcot, die die Inseln des Palmer-Archipels sowie die Umriss des Graham-Landes erforschte und in dessen Verlängerung auf dem 67. Grad eine neue Küstenstrecke, Loubet-Land, entdeckte, sah merkwürdigerweise kein zusammenhängendes Inlandeis. Trotzdem ist aber die Vergletscherung in diesen Gebieten eine sehr starke, wahrscheinlich stärker als auf der von Nordenskiöld erforschten Ostküste der Westantarktis. Viele, besonders auch kleine Inseln sind von einheitlichen Eiskalotten bedeckt, die wohl den größtmöglichen Grad der Vergletscherung anzeigen. Sehr eigentümlich sind die Eismassen, die sich auf der Leeseite (hier SW) von anstehendem Fels ansetzen und als vereiste Schneewehen, z. T. von riesigen Dimensionen, zu deuten sind. (Ähnliche vereiste Schneewehen sind auch auf der Leeseite des Gaussberges beobachtet worden.)

Im allgemeinen scheinen die Inseln, die dem Graham-Lande vorgelagert sind, stärker vergletschert zu sein, als die meisten anderen Teile der Antarktis. Charcot¹⁾ schreibt von der Wandel-Insel: „Il n'y a certes pas dans toute l'île une étendue de trois mètres carrés dépourvue de neige! Dans ce que nous avons vu ailleurs il en était de même et c'est avec admiration et envie que nous regardons, dans les différentes publications d'explorations antarctiques, des photographies de grands espaces de terre ou de roches dénudées.“

Möglicherweise steht die starke Vereisung der vom „Français“ besuchten Gebiete mit der Tatsache im Zusammenhang, daß wenigstens in einem Teile des Winters in der Atmosphäre eine für die Antarktis ungewohnte Ruhe herrscht. April und Juli waren auf der Wandel-Insel gänzlich frei von Stürmen, im Mai hatte man nur 9 Stunden Sturm und nur im August und September waren Stürme häufiger. Zum anderen Teile mag aber auch der relativ niederschlagreiche Sommer die Anhäufung von Schnee begünstigen.

Trotz der auch heute noch starken Schneeansammlung scheint aber auch auf der NW-Seite der Westantarktis die Vergletscherung früher erheblich stärker gewesen zu sein als jetzt.

Allgemeiner Rückgang der südpolaren Vereisung und seine möglichen Ursachen.

Zusammenfassend darf man sagen, daß die Vereisung des Südpolargebietes auch heute noch von außerordentlicher Ausdehnung

¹⁾ Le „Français“ au Pole Sud. S. 74.

und ohne Zweifel erheblich stärker ist als die des Nordpolargebietes. Wenn heute noch auf der Heard-Insel (53°) und auf Süd-Georgien (54°) die Gletscher das Meer erreichen, wenn sogar die Bouvet-Insel, die unter dem 54° Grad liegt, von einer einheitlichen Eiskalotte bedeckt ist, so sind dies Verhältnisse, die wir auf der Nordhalbkugel auch unter den ungünstigsten klimatischen Bedingungen nicht wiederfinden. Erst im Diluvium treffen wir auf der Nordhalbkugel einen Grad der Vereisung an, der sich mit der heutigen Eisausdehnung in den mittleren und höheren Breiten der Südhemisphäre vergleichen läßt.

Trotzdem ist die Vereisung des Südpolargebietes in einer nicht sehr entfernten Periode eine noch viel stärkere gewesen als heute. Dies zeigen erratische Blöcke und Moränen, Gletscherschliffe und Rundhöcker an, die weit oberhalb und außerhalb der heutigen Gletschergrenzen gelegen sind. Besonders auch die schwache Bewegung des Inlandeises und vieler Talgletscher, die sich stellenweise bis zum völligen Absterben vermindert, deutet auf eine vergangene Periode hin, in der das Landeis stärker ernährt wurde. Als Relikte einer früheren, viel stärkeren Vereisung sind sicher die abgestorbenen Gletscher und Teile des Inlandeises ebenso wie die großen schwimmenden Komplexe von Inlandeis aufzufassen, die den südlichen Teil des Roß-Meeres erfüllen, vor dem Kaiser Wilhelm II.-Lande lagern und zu denen wohl auch die niedrige Eisterrasse östlich vor dem König Oscar II.-Lande gehört.

Mächtigkeit, Ausdehnung und Geschwindigkeit eines Eisstromes werden bekanntlich bedingt durch das Maß von Ernährung und Abtragung. Bei alpinen Gletschern grenzen Ernährungs- und Abtragungsgebiet in einer scharfen Linie, der Firngrenze, aneinander, deren Lage allerdings von Jahr zu Jahr mehr oder minder großen Schwankungen unterworfen sein kann.

In den Landeisgebieten der Antarktis gibt es eine Firngrenze, die in den Alpen etwa der klimatischen Schneegrenze entspricht, nicht und kann es auch nicht geben, weil die klimatische Schneegrenze hier im Meeresniveau liegt, bzw., wenn der Ausdruck erlaubt ist, unter dieses hinabsteigt. Trotzdem gehört auf dem antarktischen Landeis nicht die gesamte Oberfläche dem Nährgebiete an; vielmehr scheint ein großer, vielleicht sogar der größte Teil des Landeises am Außenrande der Antarktis zum Ablationsgebiete zu rechnen zu sein. Zwischen Ernährungs- und Abtragungsgebieten besteht aber in der Antarktis für gewöhnlich keine scharfe oder auch nur einigermaßen regelmäßige Grenze. Ist eine solche aber wahrnehmbar, so ist sie nicht, wie in den

Alpen durch die Höhenlage gegeben, sondern hat ihren Grund wesentlich in der äußeren Form der Eisoberfläche.

Darin, daß am Rande des antarktischen Kontinentes die klimatische Schneegrenze bis zum Meeresniveau oder noch tiefer hinabgerückt ist, daß aber trotzdem von der Oberfläche des Landeises viel, vielleicht das meiste dem Abtragungsgebiete angehört, liegt scheinbar ein Widerspruch. Er wird aber durch die Tatsache beseitigt, daß die Abtragung im Südpolar-Gebiete nicht wie bei alpinen Gletschern auf Schmelzwirkung und sommerlicher Wärme beruht, sondern auf anderen Faktoren. Eine Schmelzwirkung ist zwar im Sommer vorhanden, aber sie ist zweifellos von kurzer Dauer und geringer Intensität. Von viel größerer Bedeutung sind für die Abtragung die Winde, die das ganze Jahr über, im Winter aber an den meisten Beobachtungsstationen mit besonderer Gewalt wehen. Sie verhindern erstens an den meisten Stellen überhaupt die Ablagerung von Schnee, der von der glatten Landeisoberfläche auf das rauhere Meereis oder ins Meer getrieben wird. Sie führen aber auch, besonders wenn sie, wie z. B. am Gaussberg, sehr trocken sind, eine lebhafte Verdunstung an der Oberfläche des Eises herbei.

So erklärt sich das merkwürdige Verhalten, daß trotz sehr niedriger Jahrestemperaturen und ziemlich reichlicher Schneefälle am Rande des antarktischen Kontinentes das Landeis im allgemeinen nicht wächst, sondern abgetragen wird und daß dort, wo eine Anhäufung von Schnee an seiner Oberfläche vor sich geht, wie anscheinend auf der Ostseite der Westantarktis, diese sich nicht im Winter, sondern im Sommer vollzieht.

Es fragt sich nun, ob diese hauptsächlich auf Windwirkung beruhende Abtragung im Randgebiete für den allgemeinen Rückgang der Vereisung von wesentlicher Bedeutung ist. Man wird diese Frage im allgemeinen wohl verneinen dürfen. Die Abtragung gewinnt für die Gestalt und Höhenlage des Landeises in den Randgebieten nur deswegen eine gewisse Bedeutung, weil sich das Eis außerordentlich langsam bewegt, bzw. weil seine Bewegung an manchen Stellen überhaupt eingestellt ist. Das Nachlassen oder Aufhören der Eisbewegung dürfte aber sicher in erster Linie auf eine mangelhafte Ernährung des Inlandeises in den zentralen Gebieten zurückzuführen sein.

Für diese geschwächte Ernährung der inneren Teile der großen südpolaren Eismassen dürften die Gründe in einer Änderung wesentlicher klimatischer Faktoren zu suchen sein. Mit Feuchtigkeit be-

ladene Winde, die früher große Schneemassen dort abluden, erreichen heute die ehemals von ihnen bestrichenen Gebiete nicht mehr oder sie haben auf dem Wege bis dahin bereits den größten Teil ihrer Feuchtigkeit abgegeben.

Es erscheint vorzeitig, diese Fragen jetzt schon behandeln zu wollen, bevor die meteorologischen Ergebnisse der fünf antarktischen Expeditionen uns im einzelnen vorliegen. Eines ist wohl aber heute schon gewiß: daß der Rückgang der südpolaren Vereisung vielleicht durch eine Änderung der Luftdruckverhältnisse, nicht aber durch ein Steigen der Lufttemperaturen über dem antarktischen Kontinente hervorgerufen sein kann.

Es scheint vielmehr S c o t t im Rechte zu sein, wenn er annimmt, daß ein milderer Klima im Victoria-Lande eine stärkere Vergletscherung herbeiführen würde. So sind z. B. nach seinen Beobachtungen die viel nördlicher gelegenen Balleny-Inseln stärker vergletschert als Victoria-Land. Eine ähnliche Zunahme der Vergletscherung nach Norden zu scheint auch in der Westantarktis zu beobachten zu sein.

Man kann vielleicht heute schon für das Südpolargebiet eine Zone maximaler Vereisung konstruieren. Sie liegt nicht am Rande des antarktischen Kontinentes, wo zwar die Temperaturen, besonders die des Sommers, ausnehmend niedrig sind, wo aber trockene Winde von großer Stärke der Anhäufung des Schnees entgegenwirken.

Die Zone maximaler Eisentwicklung dürfte vielmehr nördlich von der Küstenlinie des antarktischen Kontinentes anzunehmen sein; die Balleny-Inseln, die Bouvet-Insel, die Inseln der Gerlache-Straße und des Palmer-Archipels, kurz die meisten Inseln, die innerhalb der Treibeiszone liegen, gehören wohl dieser Region an. Kerguelen liegt bereits außerhalb dieser Zone, weil dort zuviel Niederschläge in Gestalt von Regen fallen; die Insel würde in eine Zone maximaler Eisentwicklung gelangen, wenn die Temperatur sinken, nicht aber, wenn die Niederschlagsmenge steigen würde.

Eine Erhöhung der Mitteltemperaturen würde also in den ozeannahen Regionen der Antarktis kein proportionales und gleichmäßiges Abschmelzen in allen vereisten Gebieten hervorrufen. Sie würde vielmehr ein Zurückweichen der Zone maximaler Eisentwicklung gegen den Pol hin ergeben. Während in niederen Breiten die Vereisung zurückgeht, weil hier der Niederschlag mehr in Gestalt von Regen als von Schnee fällt, würde in einer mehr dem Pole genäherten Zone durch

das Heraufgehen der Temperatur der als Schnee fallende Niederschlag vermehrt und dadurch die Vereisung verstärkt werden.

Daraus scheint sich nun der ganz natürliche Schluß zu ergeben, zu dem auch Scott gelangt, daß zur Zeit der Maximalvereisung am Rande des antarktischen Kontinentes, d. h. in der Periode, in der das Inlandeis das gesamte Ross-Meer ausfüllte und den Gaussberg überflutete, die Mitteltemperaturen höher gewesen sein müssen als heute.

Freilich ist auch mit dieser Annahme noch nicht alles erklärt, mancherlei bleibt rätselhaft und wird uns erst verständlich werden, wenn wir die Verteilung von Wasser und Land und die orographische Ausgestaltung in der Antarktis genauer kennen lernen werden. So z. B. bewegt sich das schwimmende Inlandeis des Ross-Meeres mit einer nicht unerheblichen Geschwindigkeit nach Norden. Seine Ernährung aus dem großen Eisreservoir des inneren Victoria-Landes ist aber augenscheinlich eine sehr mangelhafte und reicht nach dem, was wir bisher wissen, sicherlich nicht hin, um die Bewegung des Barriere-Eises zu erklären. Man wird also für den riesigen, schwimmenden Eiskomplex eine besser ernährte Quelle anzunehmen haben und sie liegt nach der Anschauung von Scott wahrscheinlich im Süden, d. h. in einer Gegend, die nach unserer landläufigen Anschauung noch viel weiter vom Meere abliegt und deswegen viel geringere Niederschläge erhalten müßte als das Victoria-Land. Wenn tatsächlich südlich vom 83°, also in der unmittelbaren Nachbarschaft des Südpols eine Region mit stärkerem Schneefall liegt, so ist es naheliegend, eine Konfiguration des Südpolar-Kontinentes anzunehmen, die von der heute angenommenen stark abweicht. Man darf mit Scott fragen, ob nicht ein vielleicht nur von Treibeis, nicht von schwimmendem Inlandeis überdecktes Meer weit nach Süden hinaufreicht. Und man wird weiter fragen dürfen, ob eine direkte Verbindung zwischen Weddell- und Ross-Meer nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse gänzlich ausgeschlossen ist.

Beachtung verdient in diesem Zusammenhange auch die Tatsache, daß warme, schneeführende Südwinde an der Mc. Murdo-Bay eine häufige Erscheinung waren.

Tiefe Lage des Kontinentalsockels in der Antarktis.

Es scheint, daß eine andere Erscheinung nur durch die Annahme einer früheren größeren Mächtigkeit und weiteren Ausdehnung des Inlandeises erklärt werden kann: das ist die auffallend tiefe Lage des Kontinentalsockels an vielen Küstenstrecken.

Der Boden des Rossmeeres stellt nach den Forschungen der „Discovery“ und früherer Expeditionen ein ungeheuer ausgedehntes sub-marines Plateau dar, dessen Tiefen im allgemeinen zwischen 300 und 700 m zu liegen scheinen. Unmittelbar an der Eisbarriere hat man sogar 840 m gemessen, nur vom Rande des König Edward VII.-Landes sind verhältnismäßig geringe Tiefen bekannt.

Die Winterstation des „Gauss“ lag ebenfalls auf einem submarinen Plateau, dessen Ausdehnung nach Norden allerdings nicht entfernt an die riesigen Verhältnisse des Rossmeeres heranreicht. Immerhin befand sich das Schiff bereits 3 Tage vor der Ankunft auf der Station und noch 8 Tage nach Abbruch derselben im Bereich des Kontinentalsockels. Die Lotungen ergaben hier Tiefen zwischen 241 und 690 m, die durchschnittliche Tiefe betrug 425 m. Nur in der Nachbarschaft der Winterstation wurden einige beträchtliche Verflachungen des Meeresbodens wahrgenommen, die die Gestalt langgestreckter Rücken zu haben schienen. Ob sie aus anstehendem Fels oder Moränenschutt bestanden, konnte nicht festgestellt werden.

Ähnliche Verhältnisse, wie sie „Discovery“ und „Gauss“ trafen, hat übrigens schon früher die „Belgica“ festgestellt. Sie bewegte sich bei ihrer Drift im Eise sehr lange Zeit über einem Plateau, dessen Tiefe etwa 450—500 m betrug.

Es sind also in drei weit voneinander entfernten Regionen der Antarktis weitausgedehnte submarine Flächen nachgewiesen worden, deren Meerestiefe nur selten über 400 m hinausgeht. Hingegen scheint das gewöhnliche Kontinentalplateau, dessen Tiefe bis 200 m hinabreicht, hier zu fehlen und es liegt der Schluß sehr nahe, daß es von dem tieferen Plateau vertreten wird. Auch insofern gleicht das tiefere Plateau dem eigentlichen Kontinentalsockel, als es steil zum Boden der Tiefsee abfällt. In verhältnismäßig geringen Abständen lotete „Gauss“ am Rande des Plateaus 241 und 2890, 382 und 1103 m; auch die Lotungen der „Belgica“ zeigen einen steilen Abfall an.

Für die ungewöhnliche Tiefenlage des Kontinentalplateaus wird man wohl keine jugendlichen Senkungen annehmen dürfen; hat ja doch meistens das Land bei Rückgang einer Vereisung die Tendenz, emporzusteigen. Man wird wohl eher vermuten können, daß das Inlandeis zur Zeit seiner größten Mächtigkeit und Ausdehnung bis an den Außenrand des Kontinentalsockels reichte und daß seine schuttbedeckte Sohle den Rand des Kontinentes bis zu einer so großen Tiefe unter dem Meeresspiegel abschliff. Doch ist es wahrscheinlich, daß

die Regionen, die zu den submarinen Plateaus von 4—700 m Tiefe umgewandelt wurden, vor dem Eintritt der Vereisung sich nicht über dem Meeresspiegel erhoben, sondern bereits Kontinentalplateaus von gewöhnlichem Typus waren, deren Oberfläche durch das Inlandeis nur um 200 m und darüber abgeschliffen wurde. Wäre ursprünglich über dem Meeresniveau gelegenes Festland, das doch wahrscheinlich unregelmäßige Formen besaß, so weit abgeschliffen worden, so wäre die, wie es scheint, recht gleichmäßige Tiefe der submarinen Plateaus schwer zu erklären.

*

*

*

Schon die hier versuchte Zusammenstellung, die ihr Material aus vorläufigen Mitteilungen oder halbpopulären Reiseberichten schöpft, zeigt zur Genüge, wie sehr unsere Kenntnis der Landeisphänomene durch die Ergebnisse der letzten fünf antarktischen Expeditionen gefördert worden ist. Das schwimmende und das abgestorbene Inlandeis sind Typen, die in der Antarktis augenscheinlich eine sehr bedeutende Rolle spielen, deren Vorhandensein aber bisher noch unbekannt war. Mit Spannung darf man daher der endgültigen Ausarbeitung der Resultate entgegensehen und von ihr auch für die Erklärung mancher diluvialen Vereisungserscheinungen wichtige Aufschlüsse erwarten.

A Study of Nieves Penitentes in the Himalaya.

By **William Hunter Workman** M. A. M. D., F. R. G. S.

While Mrs. Bullock Workman and myself were exploring the Nun Kun group of mountains in Suru, Kashmir, during the summer of 1906, we found large portions of the névé covered surface of the Shaffat glacier at altitudes from 5000 to 5500 m thickly strewn with nieves penitentes. This was the first time we had met with them in five seasons of Himalayan exploration.

They varied in height from 0.20 to 1 m, and had the shape of pointed wedges or pyramids flattened at the sides, with crests curling over, all in the same direction. They were arranged in parallel lines running diagonally to the axis of the glacier, the long diameter of each nieve being parallel to the long diameter of the others in the system, and coincident with the direction of the lines. They were composed of granular snow, hard frozen in the morning but softening more or less under the heat of the sun. No ice was found in them. The central portion of each, even when softened by the sun, was much denser than the outer surface or than the surrounding névé, offering, even in case of the smallest, decided resistance to a thrust of the ice-axe while the two latter could often be scraped away with the fingers. The névé, on which the nieves stood, sloped at moderate angles (30° to 40°). Between them it was undulating, but no deep depressions existed around their bases.

As this was the only one of the many Himalayan glaciers we have explored presenting this phenomenon, attention was directed to the conditions obtaining on it as furnishing a clue to the formation of the nieves. This glacier was found to differ from most glaciers in being acephalous, having no proper head or basin backed by mountains. It is composed wholly of masses of snow and ice poured down from the Nun Kun peaks on the north and from high snow peaks on the south side, which meet near the central line forming a great longitudinal depression, on the slopes leading down to which the nieves were met

with. The upper end of the glacier is entirely open and exposed to the prevailing winds, which sweep down its course with considerable force even in fine weather, and during storms must attain a high velocity.

Another important condition, which we had not seen on other glaciers, was the long continuance of fine weather. During our previous expeditions to the Baltistan glaciers fine weather was the exception, almost daily snow-storms being the rule; but here from early in June till our departure on 9th August the weather was continuously pleasant, only one slight squall being noted. In ascending the glacier and on the mountains above it no new snow was found even as high as 6500 m, and the névé was well consolidated by the long continued action of sun and frost. These two conditions furnish the key to the solution of the problem of the development of the nieves penitentes observed.

It is a matter of common observation, that, when any object lies upon a glacier which protects the snow or ice beneath it from the sun's heat, or a condition exists that offers resistance to the same, the surrounding surface melts away leaving an elevation of snow or ice in such place. When a rock rests upon a glacier, a glacial table supported on an ice-pedestal may result. Ice-pyramids are sometimes seen capped with mud or fine detritus. When a portion of a glacial surface becomes more dense than that around it, the softer portions melt away leaving the denser one standing as an upward projection.

This premised, the history of the nieves penitentes here seen may be read as follows. During and after the winter and spring storms the wind, sweeping down the glacier, drifted the loose snow into waves and ridges. These, particularly the latter, were formed parallel to one another with a direction more or less transverse to the axis of the glacier. The force of the wind packed the snow composing the ridges, so that was much denser than that in the hollows between them. Wind is the only natural force conceivable, that could have caused ridges or wavy condensation of snow in the position where these nieves existed, upon fairly smooth slopes not exposed to avalanches and above the line of rain. This action of the wind being granted, it follows that the formation of waves and ridges of condensed snow was the first step in the process of development.

Then came the prolonged period of fine weather, when no new snow fell to cover the roughened glacial surface, when the latter was exposed during the long days of June and July to the full action of the sun burning with a heat of 80° to 97° C., and, as I have once seen

it, even of 104° C. As melting proceeded, the softer snow of the hollows yielded to a greater degree than the harder snow of the ridges, thus accentuating the difference of level between the two; and the ridges themselves were sculptured out, the densest and most resistant parts remaining as apices, till finally the pyramids known as nieves penitentes were fully formed.

The fact, that the discreet pyramids, many of them with the ends of their elongated bases touching the similar ends of the bases of adjacent ones, stood in lines parallel to other lines, indicates (1) that they were formed out of preexisting ridges or linear wavelets, and (2) that the condensation of the snow of the ridges was not equally great at all points but occurred in foci, the crests of which were a little distance apart, each crest, as melting proceeded, forming the apex of a nieve.

The glacier falls from west to east almost due east ($E. 10^{\circ} N.$), and the line of union of its north and south lateral slopes here corresponds with ist axis. The direction of the longer diameters of the nieves and of the lines of which they formed a part was on the north slopes $E. 20^{\circ} S.$, whilst that of those on the south slopes was $N. E. (N. 45^{\circ} E.)$. The former cut the glacial axis and line of union at an angle of 30° , and the latter at one of 35° . The linear rows of nieves on the two slopes were therefore inclined to one another at an angle of 65° . From this arrangement it would appear, that the directions of the primary ridges

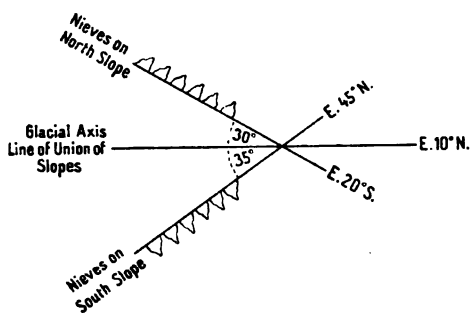


Diagram showing arrangement of Nieves Penitentes on Shaffat Glacier.

were determined not only by the wind, common to both, but also by the slant of the slopes on which they were developed, practically corresponding with the direction of the latter. Hence with a constant wind the direction of the primary ridges varied with the slope. The same was found to be the case with the nieves on slopes high above the central line of the glacier. The accom-

panying diagram shows the relation of the lines of nieves on the two slopes to the glacial axis and to one another.

The ridges on both slopes were, doubtless, originally, inclined to the glacial axis somewhat more transversely than when studied, their direction having been altered by the downward movement of the glacier, which is, evidently, greater in the centre than at the sides.

Also the movement appeared to be somewhat greater on the north than on the south side of the central line of union, owing to greater pressure from above and less obstruction to advance below on the former side, hence, perhaps, the more acute angle at which the linear forms on the north side cut the line of union. Still when first formed the ridges were, undoubtedly, decidedly inclined to the line of union, as the west wind, meeting with less resistance in the smoother central depression, would sweep down there with greater force than on the higher sides, and consequently carry the central ends of the ridges farther to the east, in addition to the influence which the fall and direction of the slopes might exert.

The apices of the nieves on both slopes curved over more or less, giving the pyramids a convex contour on one face and a concave one on the other. A large proportion of them were crowned with overhanging hoods, which as well as the curving apices all pointed in the same direction, i. e. toward the east, down the glacier, away from the prevailing wind. This would indicate the constancy of the west wind that produced the primary elevations. During the three weeks we passed on this glacier the wind never varied from its westerly course. The origin of these hoods might be regarded as due to the cornices formed by the wind along the crests of the primary ridges, which being denser offered greater resistance to the sun's heat than the snow immediately under them and persisted as overhanging fringes. The curving of the apices would probably be due to the same cause.

In the three weeks which elapsed between the time when we first saw the nieves and our departure, the great heat of the sun caused the disappearance of large areas of *névé* covering the ice, and of the nieves which stood upon them. It also caused nieves to disappear where *névé* still remained. The life therefore of nieves of the variety here described may be short, they being formed, reaching their greatest development, and disappearing within a few weeks.

The above appears to show that the formation of nieves penitentes depends on two conditions (1) on the existence of a strong wind blowing constantly from the same direction, driving the snow into ridges and wavelets, usually though not always parallel to one another, and condensing the snow into compact masses at foci a little removed from one another, and (2) on a prolonged period of fine weather following, during which the softer portions are melted away by the sun's heat both direct and reflected, leaving the denser parts standing in the

well known shapes. In stormy seasons the ridges after being formed would be covered by frequent falls of new snow, and, being thus protected from the sun's action, probably would not be developed into nieves penitentes.

Eleven kilometers farther west, beyond the Nun Kun massif rise two snow peaks, D.41 of the Indian Survey, 6271 m and three kilometers south of it an unnamed peak 5815 m in altitude, which



W. H. & F. B. Workman Photog. 1906.

Figure 1.

The last hundred metres of Mt. Nieves Penitentes 5815 m in Suru, Kashmir, covered with Nieves. Top of Nun Kun 7148 m in Background.

we christened Mt. Nieves Penitentes. From their flanks and from a high rock-arête connecting them another glacier springs, which stretches away directly westward between precipitous mountain walls. On this glacier, although its reservoir was abundantly covered with névé, no nieves were seen.

We ascended the two peaks. The summit of Mt. Nieves Penitentes breaks abruptly into precipices on the east and south, but on the west falls away gently for about 100 m. of altitude in a symmetrical curve.

The whole surface of this was covered with nieves, consisting like those already described of granular snow. They were largest at the extreme summit, differing here from those below and those on the Shaffat glacier in that they were separated from one another by deep depressions enclosed by snow buttresses running between the bases of the pyramids, giving the surface a honeycombed appearance.

At 10 o'clock a. m., after the sun had been shining upon the summit for four hours, on stepping into the depressions one sank in soft-snow



W. H. & F. B. Workman Photog. 1906.

Figure 2.

Nieves Penitentes on Summit Mt. Nieves Penitentes 5815 m in Nun Kun Region, Suru, Kashmir. Peak in Background at right is D. 41, 6271 m, also covered with Nieves.

nearly to the knees, while the buttresses, which had been exposed to the sun to a much greater degree than the depressions, remained hard enough to sustain the weight of a man without yielding.

The upper part of D.41 above 5900 m rises very abruptly at angles of 60° to 70° , terminating in a nearly perpendicular rock-apex. This part of the peak facing south but fully exposed to the sweep of the

west wind, was thickly covered with nieves rising sharply one above another like a vast series of steps with deep pockets between them. The pockets and the interior of the nieves were composed of ice thus supplying a firm footing, which enabled us to climb the exceedingly steep ice-slope in safety, which in the absence of nieves could have been ascended only with great difficulty and danger.

The pyramids averaged considerably higher and larger than those on the Shaffat glacier, and might be regarded as more perfectly developed, in that their internal structure consisted of ice. The ice probably was formed by the water, which resulted from the sun's heat, settling into the pockets and pyramids and being congealed by the freezing temperature, which at that altitude supervenes as soon as the sun leaves a slope. As the conversion of their snow into ice would make the pyramids more resistant to the action of the sun and give them a longer life, and as it was the middle of August when these were discovered, it seems probable, that they might in considerable part survive the summer and again serve as bases, upon which the wind might raise new waves and ridges and new foci of condensation during the succeeding winter. D.41 has a second snow-summit west of and about 100 m below the higher one. This was also entirely covered with nieves.

In connection with the statement by Hauthal, that nieves penitentes in the Andes occur by preference in sheltered places, it is interesting to note, that all the three examples observed by us in Himalaya occurred on surfaces fully exposed to the wind, and that the largest, most perfectly developed, and, apparently, the most durable, were found at the highest altitude (from 5900 to 6271 m), where the wind would naturally be the strongest.

Sir Martin Conway regards nieves penitentes as being formed chiefly, if not entirely by the action of solar radiation on old avalanche beds, not considering wind to play any part in the process. Nieves formed in this manner would be found only on areas of very limited extent, and not widely distributed over glacial surfaces, mountain slopes and tops, as in case of those here described, where there can be no question of avalanche beds.

B o m b a y , December 1906.

Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale.

Mit einer Karte und 28 Zeichnungen im Text.

Vorläufige Mitteilung von Dr. **Otto Ampferer**.

Zu den bedeutendsten Errungenschaften der modernen Geologie gehört die von **P e n c k** und **B r ü c k n e r** geschaffene Stratigraphie der alpinen Glazialsedimente. Eine Stratigraphie dieser ungemein verschiedenartigen Ablagerungen, denen gegenüber viele der gebräuchlichen Untersuchungsmethoden vollständig versagen, muß schon von vorne herein als ein außerordentlich schwieriges und umfangreiches Unternehmen bezeichnet werden. Desto mehr müssen wir den Mut, die Umsicht und die gewaltige Arbeitskraft der genannten Forscher bewundern, welche zum erstenmal das ungeheure Gewirre der alpinen Glazialablagerungen in ihrer Gesamtheit zu überblicken und in große Ordnungen zu fügen verstanden.

Heute sind die alpinen Glazialgebilde dank dieser Arbeit unserem Verständnis soweit näher gebracht, daß wir allenthalben mit der Einzel- forschung sofort oder auf geringen Umwegen an die universelle Behandlung der Erscheinungen, an die großen Probleme anzuschließen vermögen.

Es kann bei dem ungeheuren Umfange dieser Aufgabe, deren erschöpfende Lösung zu weit über die Kraft eines einzelnen Menschenlebens hinausragt, keinem Einsichtigen in Zweifel stehen, daß dieser erste Versuch unmöglich eine in allen Teilen endgültige Lösung bringen konnte. Eine solche kann erst angestrebt werden, wenn wir einmal ein möglichst genaues Kartenbild aller glazialen Ablagerungen besitzen werden.

Ich will mich hier mit den glazialen Schuttmassen des Inntales und einiger seiner Nebentäler beschäftigen. **P e n c k** hat in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ für dieses Gebiet das Bild der glazialen Vorgänge in großen Umrissen etwa folgendermaßen gezeichnet.

Die Würmvergletscherung, die letzte der Großvergletscherungen, zog sich bis in die Hochtäler zurück, wodurch das Inntal weit hinauf eisfrei wurde. Bei einem neuerlichen Vordringen der Gletscher soll nun der Zillertalgletscher das noch immer bis über Imst hinauf eisfreie Inntal zuerst erreicht und abgesperrt haben. Es entstand zwischen Jenbach und Brixlegg ein Eisdamm und dahinter ein gewaltiger Stausee, welcher durch die von allen Seiten zugeführten Schuttmassen langsam verlandet wurde. Darüber drangen dann die Gletscherströme des oberen Inntales vor, vereinigten sich mit dem Zillertalgletscher und warfen zwischen Wörgl und Kufstein ihre Endmoränen auf. Die Reste der riesigen Schutttaufstauung oberhalb des Zillertales bilden die heutigen Inntalterrassen. Die Endmoränenzone dieses Gletschervorstoßes (des Bühlstadiums) ist durch den Inn in zwei Stücke, den Kirchbichler Wald (Häringer Terrasse) und den Kuhberg (unterster Teil des Unterangerbergs) auseinander geschnitten. Zu dieser Endmoränenzone wird der Unterangerberg als Drumlingebiet, der Oberangerberg als Zungenbecken gerechnet. Die Schutterrassen in den Seitentälern des untersten Inntales sind nicht Teile der Inntalterrassen, sondern Talverbauungen, hervorgerufen durch den vorlagernden Eisstrom des Bühlstadiums.

Dies sind in wenigen Sätzen die Anschauungen, zu welchen P e n c k über den Gang der glazialen Entwicklung in diesem Teile des Inntales gelangt ist.

Ich habe mich dieser Deutung im Frühjahr 1904 in den „Studien über die Inntalterrassen“¹⁾ vollständig angeschlossen, da sie nach allen mir damals vorliegenden Beobachtungen vollauf berechtigt und klar erschien. Auch die im Winter 1904 verfaßte Arbeit über die geologische Geschichte des Achensees²⁾ steht noch im wesentlichen auf dem Boden dieser Anschauungen. Die Erfahrungen, welche ich in den letzten zwei Jahren bei den geologischen Feldaufnahmen im Unterinntal gewann, haben nun aber in mehreren verschiedenartigen Beweisreihen den Nachweis gereift, daß diese Auffassung nicht richtig ist. Es hat sich ergeben, daß die Inntalterrassen nicht durch die stauende Wirkung des Zillertalgletschers gebildet wurden. Sie sind schon vor der letzten Großvergletscherung entstanden und Teile einer ungeheuren, weit verbreiteten Schutttaufstauung. Des weiteren war im Inntal kein Bühlstadium von der geforderten Art vorhanden. Die Häringer

¹⁾ Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien 1904.

²⁾ Zeitschrift des D. u. Ö. A. V. 1905.

Terrasse, der Kuhberg, die Angerberg-Terrassen stellen nur niedrigere, tiefer erodierte Stücke der Inntal-Terrassen dar.

Im Folgenden soll nun erst eine Anzahl von größtenteils neuen Beobachtungstatsachen vorgeführt und durch Zeichnungen erläutert werden. Aus diesen Grundlagen werden dann eine Reihe von Schlüssen über die glaziale Entwicklung dieser Talgebiete abgeleitet, welche in mancher Hinsicht weitere Bedeutung und Anwendungsfähigkeit in sich tragen.

Zum Schlusse werden noch die Ergebnisse kurz zusammengefaßt. Bezüglich der historischen Entwicklung der Glazialforschung in diesen Gebieten verweise ich auf die übersichtlichen Zusammenstellungen, welche P e n c k in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ bei der Besprechung der einzelnen Landschaften eingeflochten hat.

Beschreibung des Glazialinhaltes der einzelnen Seitentäler des unteren Inntales.¹⁾

Achental. Der Besitzstand des Achentales an glazialen Ablagerungen ist schon mehrfach beschrieben worden. Besonders gilt dies für den Achensee-Damm. P e n c k hat (a. a. O. S. 322—23) in kurzen Umrissen die Geschichte seiner Erforschung und seine von einer schematischen Zeichnung erläuterte Auffassung gegeben. Ich habe nach neuerlichen Begehungen sowohl in den Studien über die Inntalterrassen ¹⁾ als auch in der geologischen Geschichte des Achensees ²⁾ davon abweichende Anschauungen entwickelt. Die letztgenannte Arbeit bringt die meisten Angaben über die glazialen Ablagerungen unseres Tales, sodaß ich mich hier auf diese Darstellung berufen kann.

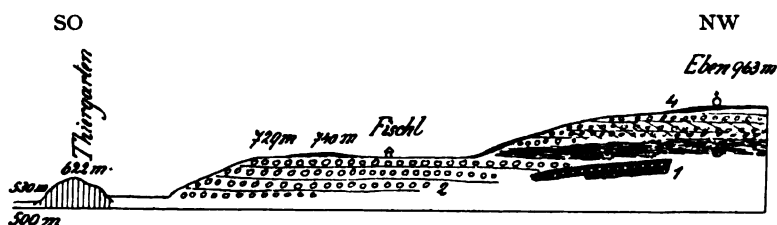
Die Unterschiede zwischen meiner damaligen Auffassung und jener von P e n c k habe ich in den „Studien usw.“ S. 122—128 auseinandergesetzt. Dieselben bestehen teils in einer anderen Deutung des Aufbaues des Achenseedammes, teils in einer verschiedenen Beurteilung der Bildung der Seewanne. Während P e n c k dafürhält, daß der Achenseedamm am Rande eines Gletschers aufgeschüttet wurde, der einzelne Vorstöße gegen das Achental unternahm und endlich nach Ablagerung des Walls dorthin vordrang, kam ich zur Ansicht, daß der Achenseedamm nur ein Rest der großen Inntalaufschüttung sei, welche auch das Achental bis nahe 1000 m Höhe erfüllte. Der heutige Zuschnitt des Walles und

¹⁾ Vergleiche hierzu die Karte S. 32.

²⁾ Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt 1904.

³⁾ Zeitschrift des D. u. Ö. A. V. 1905.

die Aushöhlung der Seewanne sei größtenteils eine Erosionswirkung des darüber bewegten Inntalgletschers. Nach P e n c k ist dagegen der See als ein permanent gewordener Eisseesee zu begreifen. Ich kann hier nicht weiter auf diese Fragen eingehen, welche ja in den erwähnten Schriften schon ihre Darlegung gefunden haben. Das beistehende Profil, Fig. 1, gibt ein Bild des Aufbaues des Achenseedammes. Wir sehen in der Tiefe des Käsbachgrabens als ältesten Bestandteil einen verkitteten Schuttkegel aus Achentalgesteinen (1). Während ich früher der Ansicht war, daß derselbe mit den vor- und überlagernden Inntal-



Figur 1. Profil durch den Achenseedamm. 1:33000.

schottern und Sanden gleichaltrig sei (siehe geol. Geschichte, S. 4—5), habe ich nach neuerlichen Nachforschungen erkannt, daß sowohl dieser alte Schuttkegel wie der entsprechende, aber viel großartigere des Vompertales durch einen scharfen Erosionsschnitt von den an- und überlagernden Sedimenten getrennt wird.

Hier sowohl als am Vomperbach tritt zwischen den nach Gesteinen und Bearbeitung sehr verschiedenartigen Schuttlagen auch in den höchsten Teilen keine Spur einer Vermischung ein, was bei gleichzeitiger Bildung unumgänglich gewesen wäre. Außerdem erkennt man aber hier und noch viel klarer am Vomperbache, daß die darübergreifenden Schotter einer Verwitterungsfläche auflagern, welche die Bänke des älteren Schuttkegels schräg abschneidet. Ich habe diese Verhältnisse, ohne sie zu beachten, bereits auf meinen früheren Profilen richtig dargestellt.

Über diesen älteren kalkalpinen Schuttkegeln lagern vorne Inntal-schotter und Sande (2), tiefer in der Käsbachschlucht mächtige Bänder-tone (3), welche an der Ostseite unterhalb von Eben bis zu jenem Sattel herausstreichen, an welchem das Trockental von Erlach abbricht. Sieht man von diesen Einschaltungen ab, welche vorzüglich in der Tiefe des Käsbachgrabens erschlossen sind, so hat man an beiden Talseiten westlich von etwa 548 m, östlich von 551 m aufwärts geschichtete Schotter und Sande, welche bis gegen 960 m emporsteigen. Diese

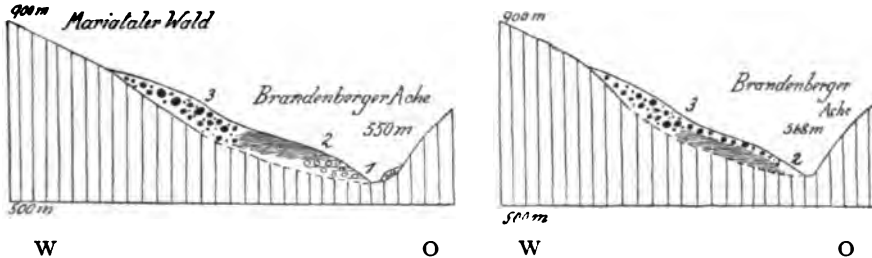
Schotter und Sandlagen sind vorzüglich horizontal oder schräg nach Norden abfallend geschichtet und bestehen größtenteils aus Inntalgesteinen. Der Abhang dieser lakustren und fluvioglazialen Gebilde gegen das Inntal ist kein reiner Wassererosionshang, wie die Grundmoränendecke (4) beweist, welche von der Höhe von Eben (963 m) bis zur Stufe von Fischl herabzieht und hier entlang dem Trockental von Erlach (646 m) sich um den Fuß der Felshänge der Ebner Spitze bis Astenberg (830 m) herumschlingt.

Nördlich vom Achenseedamm finden wir in dieser Talung keine Einlagerung von zentralalpinem Inntalgeröll mehr. Dagegen ist das Tal und seine Seitennischen von Grundmoränenresten des Inntalgletschers angefüllt. Die von P e n c k bei Achenkirchen vermuteten Endwälle des Bühlstadiums stellen Felsschwellen dar, welche von einem dünnen Schleier von Inntaler Grundmoränen überzogen sind.

Brandenberg. Das Brandenberger Tal und seine Nebenschluchten stellen eine fast ununterbrochene Folge von engen, mächtigen Felsklammen dar, in welchen der Holzreichtum der weiten Bergwälder dem Inntale zugetriftet wird. Viele dieser großartigen Schluchten sind in neuester Zeit durch die Anlage kühner Triftsteige zugänglich gemacht worden. So ermöglicht heute der Triftsteig entlang der Brandenberger Ache von Kramsach bis zur Erzherzog Johann-Klause die bequeme Begehung eines außerordentlich tief eingeschnittenen, in der Luftlinie bei 14 km langen Querprofils, das fast allenthalben den Bau der Bergwände erkennen läßt. Auch die glazialen Aufschlüsse sind dadurch um vieles leichter zugänglich geworden.

Am Beginn der Felsschlucht sehen wir bei Mariatal auf der östlichen Bachseite einen kleinen Zipfel des großen Rettenschößer Bergsturzes lagern. Gegenüber vom Elektrizitätswerk beginnt dann schon die Einlagerung von zentralalpinem Schotter, welcher hier von einer Lage groben Achengerölles überdeckt wird. Eine kurze Strecke taleinwärts stellt sich über den Inntalschottern [Fig. 2 (1)] mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne (2) ein, die zahlreiche gekritzte Geschiebe und zentralalpine Gerölle umschließt. Steigt man hier durch die Runsen aufwärts, so erreicht man über dieser Grundmoräne eine großenteils verkalkte Masse (3) von meist großen, etwas abgerundeten Blöcken von Liaskalken, Lithodendronkalken (Sonnwendgesteinen), der einzelne zentralalpine Gerölle beigemengt sind. Nicht selten findet man schlammige Lagen mit schwach gekritzten Geschieben. Die Schlucht des Sonnwendbaches (Fig. 3) lehrt uns, daß die untere Grundmoräne (2) mit dem oberen, grobklotzigen Schuttwerk aus Sonnwendgesteinen (3) enge verbunden ist.

Weiter taleinwärts stellen sich ganz unten an der Ache innerhalb der Mündung des Kreuzbaches wieder Innalschotter und Sande ein. Mit dem Eintritt ins Gosaubecken erweitert sich das Tal. Wir finden zu beiden Seiten über der Klamm breite, hohe Terrassen. Die westliche

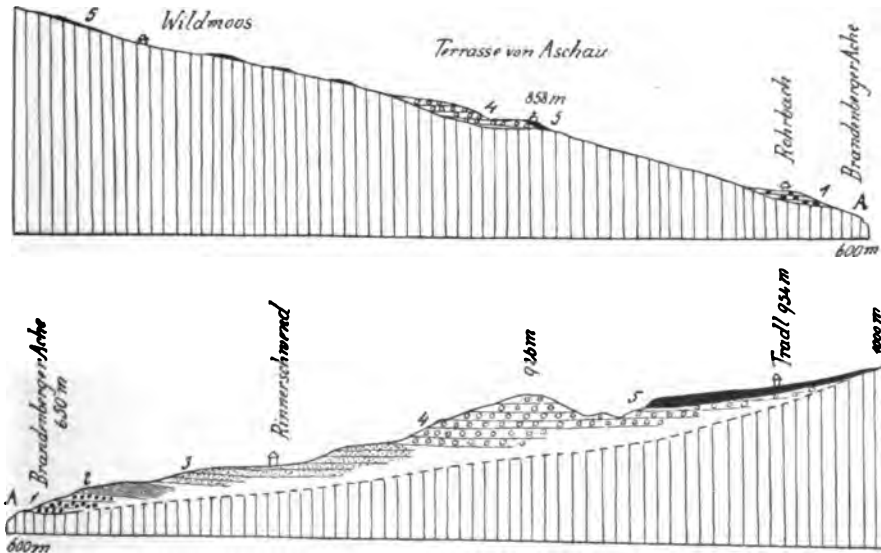


Figur 2 u. 3. Profil durch den Graben des Sonnwendbaches. ca. 1:17000.

Terrasse wird durch zwei Gräben in drei Stücke, die Terrassen von Burgstall, Hasa und Aschau zerschnitten. Die östliche teilt der Mühlgraben in einen südlichen großen Abschnitt mit dem Dorfe Brandenburg und in einen schmalen nördlichen, den Unterberg.

Der Aufbau dieser Terrassen ist in zahlreichen Runsen entblößt und im wesentlichen überall ein ähnlicher. Ziehen wir von der Mündung des Mühlgrabens in die Ache einen Schnitt (Fig. 4) durch die Aschauer

NW Sattel von Wildmoos.



Figur 4. Querschnitt durch die Bucht von Brandenburg. ca. 1:17000.

SO

3*

Terrasse zum Sattel von Wildmoos empor und verlängern wir denselben dann in entgegengesetzter Richtung zur Hochfläche von Brandenburg hinauf, so gewährt uns dieser Schnitt eine vollständige Übersicht des Terrassenbaues. Über der Gosauklamm treffen wir erst eine Lage von Achenschotter (1), sodann ein Bändertonlager (2), darüber sehr mächtige Mehlsande (3), welche gegen oben in gröbere Sande und Inntalschotter (4) übergehen. Etwas gegen den Hang des Voldöppbergs zurück finden wir dann als Abschluß darauf eine mächtige Decke von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne (5). Die geschichteten Schotter enthalten in Menge Gerölle aus Gneiß, Augengneiß, Granit, Amphibolit, (selten Eklogit), Quarzphyllit, Verrucano, Buntsandstein, sowie aus Lias- und Triaskalken. Die Grundmoräne führt seltener zentralalpine Gesteine, dagegen ist sie auffallend reich an Hauptdolomit und schön geschliffenen und gekritzten Liasgeschieben. Diese Grundmoränen-decke tritt erst östlich vom Dorfe Brandenburg bei Hub auf und zieht von dort fast zusammenhängend gegen den Sattel von Joch (1134 m) empor.

Auf der gegenüberliegenden Talseite erscheint ein durch das starke Vortreten des Grundgebirges verarmtes Glazialprofil.

Bei Rohrbach sitzt eine schmale Stufe von Achengeröllen. Dann begegnen wir erst wieder oberhalb der Felsstufe Inntalschottern und Sanden mit einer dünnen Leiste von Grundmoräne. Wir befinden uns auf der Hochfläche von Aschau. Darüber erhebt sich noch eine Stufe von Inntalschottern. Weiter aufwärts treffen wir unmittelbar über dem Felsgrund mehrere kleine Lappen von Grundmoränen, welche sich bis knapp unter den Sattel von Wildmoos verfolgen lassen.

Mit diesen Angaben ist der Charakter der Brandenberger Terrassen in kurzen Umrissen gezeichnet.

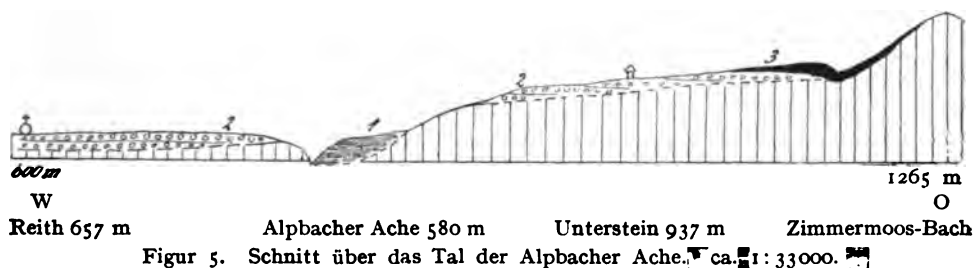
Dringen wir weiter taleinwärts vor, so entdecken wir noch mehrfach Einlagerungen von zentralalpinen Sanden, Schottern, von Bändertonen und Grundmoränen.

Es mag hier noch hervorgehoben werden, daß besonders der Seitenast der Steinberger Ache mehrfach Inntal-Schotter und Sande enthält, so bei der Bircher-alpe zwischen 900—1000 m, bei Hinterberg und beim Ascher Mahd (900 m).

Alpbachtal. Die Alpbacher Ache kommt aus den Bereichen der Wildschönauer Schiefer und muß vor ihrem Eintritt ins Inntal den schroffen Wall des Schwazer Dolomits sowie mehrere triadische Kalk- und Mergelzonen durchbrechen. So haben wir südlich von Brixlegg die erste Felsschwelle, hinter welcher das Becken von Mehren liegt. Eine

niedrige, aus Inntal- und Alpbachgeröllen erbaute Terrasse (581 m) ist hier eingefügt. Die nächste, höhere Felsschwelle bildet die Nordgrenze des Beckens von Reith, welches durch eine gegen Süden allmählich ansteigende Folge von Inntalschottern und Sanden ausgefüllt wird. An der Südseite des kleinen Trichtersees von Reith (657 m) finden wir eine schlammige Grundmoräne mit vereinzelt gekritzten Geschieben.

Es ist wohl zu beachten, daß sich die Terrasse von Reith von der Alpbacher Ache bis nach St. Gertraud hinzieht, also auf $1\frac{1}{2}$ km der Mündung des Zillertales nahe rückt. Während wir nun westlich der Alpbacher Ache die Terrassen von Mehren und Reith haben, streben östlich zwischen tiefen Schluchten weit höhere und reicher gegliederte Lehnen von glazialen Gebilden (Fig. 5) empor. Die Unterlage bilden hier

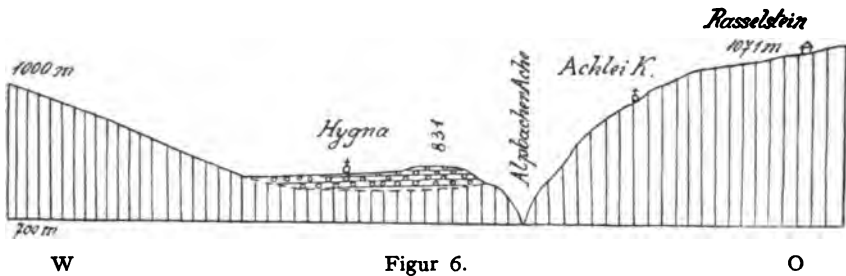


südlich von Mehren bis zur Scheffacher Klamm ungemein mächtige, vielfach sandige Bändertonlager (1). Darüber treten Mehlsande und endlich reiche Schotterlagen (2) zutage, welche die kleinen Hochflächen von Burplehen (905 m) und Unterstein (931 m) tragen. Diesen Terrassen sitzt dann eine wohlentwickelte Grundmoränendecke (3) auf, die in einer Kette von einzelnen Gliedern sich über Hohenbrunn (1140 m) und Silberberg (1190 m) zum Geyerköpf (1394 m) und endlich zur Holzalpe (1447 m) emporspannt. Während wir hier die Inntaler Grundmoränen mit zahlreichen gekritzten Geschieben und zentralalpinen Geröllen besonders in hoher Lage reich vertreten finden, reichen dieselben weiter nördlich in den Gräben östlich von Brixlegg und Mehren fast bis zur Taltiefe hernieder.

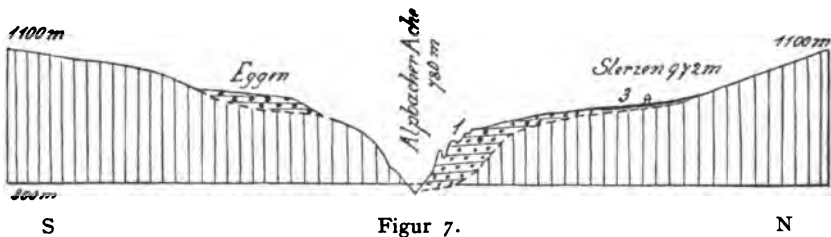
Die Scheffacher Klamm stellt die machtvolle Pforte im Wall des Schwazer Dolomits und zugleich den Eingang ins eigentliche Alpbachtal dar.

Nur an der Westseite dieser Pforte (Fig. 6) steigen die Inntalsande und Schotter von der Reithen Hochfläche nach Wölzenberg und zur Terrasse von Hygna bis 831 m empor. Zugleich dringen sie hier auch etwas ins innere Talgebiet hinein. In der Schlucht begegnen wir innerhalb der

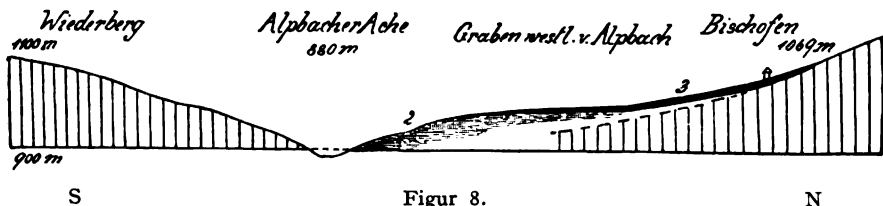
Scheffacher Klamm erst großen Massen von größerem Talschutt (Fig. 7 (1)), der eine hohe Wand mit vorspringenden Erken und Säulen bildet. Weiter drinnen machen sich dann blaugraue Lehm Massen (Fig. 8 (2)) in großer Ausdehnung breit. Dies ist besonders in der Umgebung des Dorfes Alpbach der Fall, wo wir in dem Graben, welcher vom Gipfelgewänd der Gratlspitze herabstürzt, die Lehm Massen von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne (3) überlagert sehen. Diese Grund-



Figur 6.



Figur 7.



Figur 8.

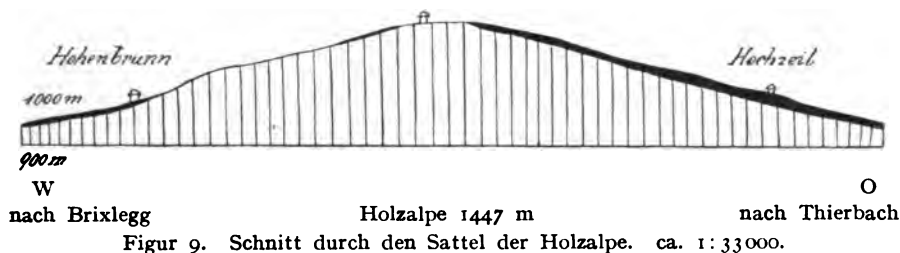
Figur 6—8. Querschnitte durchs Alpbachtal. ca. 1:17000.

moräne enthält zentralalpine Gerölle, aber auch gekritzte Geschiebe aus verschiedenen Kalken und Schwazer Dolomit. Weiter taleinwärts herrschen dann wieder Terrassen aus größerem Talschutt vor, die allmählich immer niedriger werden.

Wildschönauertal. Die Wildschönauer Ache hat ihre Quelläste und ihre Hauptentwicklung ebenfalls im Schiefergebirge. Ein hoher, breiter Wall von triadischem Kalk und Dolomit trennt dieses innere Talgebiet vom Inntal. Die Klamm, in welcher die Ache diesen sperrenden Fels-

wall durchschneidet, gehört zu den großartigsten des ganzen unteren Inntalgebietes. Noch im Bereiche dieser tiefeingesenkten Schlucht vereinigt sich die Wildschönauer Ache mit dem Steinerbach, der in mehreren Gräben zur Holzalpe, zum Hösljoch und gegen den Rauchkopf emporgreift.

Im Gebiete des vorliegenden Triaswalles finden sich nur Reste von Inntaler Grundmoräne. Steigt man von der Mündung der Wildschönauer Ache über den Bumberg zur Einsattelung von Saulueg (817—994 m) empor, so ist man überrascht, auf und zwischen den nackten Felsköpfen eine ziemlich ausgebreitete Decke von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne zu treffen, welche hier allein eine menschliche Siedlung ermöglicht hat. Quert man von Saulueg in den Graben des Steinerbaches hinein, so entdeckt man daselbst in ganz außerordentlich großartiger Entwicklung reiche Lager von Grundmoränen, welche hier bis zur Höhe der Holzalpe (1447 m) (Fig. 9) zusammenhängend emporsteigen.



Diese große Grundmoränendecke streicht aus dem Steinergraben über den Sattel von Kienzenstatt (1080 m) zur Alpbacher Ache hinab, wo wir sie bereits an der Südseite des Triaswalles, besonders in der Umgebung von Niederachen ausgebreitet sehen. Sie strebt hier von der Wildschönauer Ache über Niederachen und Schönberg am Gehänge des Kragenjoches empor. An der Ostseite der Achentaler Alpe hat sich am oberen Ende des Lehnbachgrabens zwischen 1100 und 1280 m eine größere Masse derselben erhalten.

Etwas südlich von Niederachen beginnt dann entlang der Wildschönauer Ache der Einsatz von geschichteten Lehmen, Sanden und Schottern. Wir können hier deutlich erkennen, wie sich taleinwärts an der Schuttaufstauung immer mehr die heimischen Gesteine beteiligen, während besonders am Abhang von Thierbach gegen Mühlthal und Bernau vielfach Inntalschotter eingeschaltet und beigemischt sind. Die Schuttaufstauung wird an beiden Talseiten durch Terrassen ausgedrückt, welche sich, langsam ansteigend, weit talaufwärts gegen die Schön-

angeralpe und in die kleinen Seitentäler hinein verfolgen lassen. Geschichtete, sandige, schlammige Schotter und Bändertone beteiligen sich am Aufbau. Augengneiß und Quarzphyllit ist vielfach im Gerölle vertreten. Schrägschichtung ist öfter zu beobachten. Diese Schuttmassen besitzen größtenteils einen Sockel aus Wildschönauer Schiefer, der besonders in der Umgebung von Auffach am Weißen-, Hachel- und Aschbach deutlich hervortritt.

Eine Überlagerung durch Grundmoräne habe ich nur in der Schlucht des Hachelbaches sicher nachweisen können. Hier liegt dieselbe über geschichtetem Talgerölle und enthält schön geschliffene und gekritzte Geschiebe aus Kalk und Serpentin. Im allgemeinen reichte der Einfluß des Inntaleises offenbar nicht soweit taleinwärts und die Grundmoräne des Eigengletschers ist bei dem hier vorhandenen Gesteinsmaterial schwer genauer abzugrenzen.

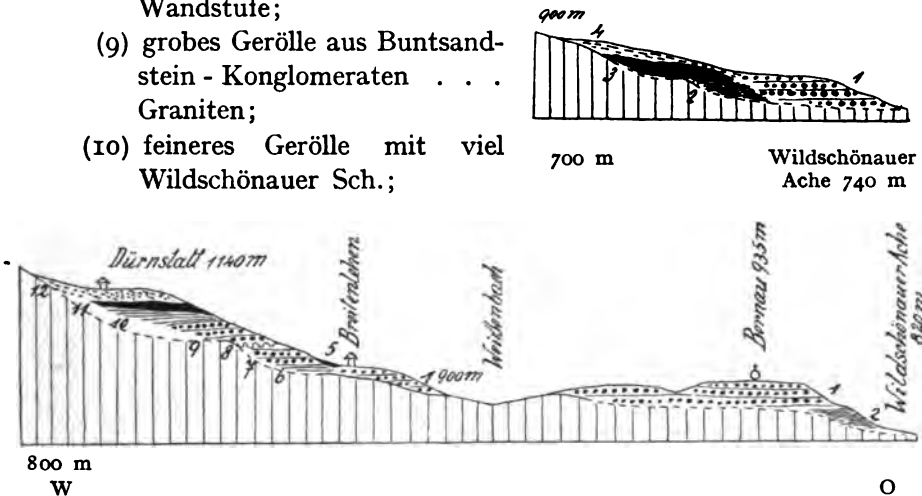
Am breitesten ist dieser Terrassenzug bei Bernau (935 m) und am anderen Ufer gegen Dorf und Oberau (936 m) hin entfaltet. Der Terrasse von Bernau ist nördlich von Auffach ein größeres Bänder-tonlager einverleibt, während wir am Aufstieg von Mühlthal gegen Dorf und Oberau über dem Grundgebirge eine mächtige Folge von Lehm-massen beobachten. Diese schlammigen Massen enthalten vielfach gekritzte Geschiebe aus Triaskalken und Schwazer Dolomit und stellen somit wenigstens zum Teil eine Inntaler Grundmoräne dar. Ihre Oberfläche wird von flachen jungen Schuttkegeln überbreitet. Diese Grundmoräne ist der Terrasse eingefügt und wahrscheinlich älter als die Schuttaufstauung. Daß wir es hier stellenweise mit älteren Grundmoränenresten zu tun haben, erkennen wir klar am gegenüberstehenden Berghang. Steigen wir von Mühlthal (Fig. 10) erst durch den Graben zwischen Hörbig und Breitenlehen, dann durch jenen südlich von Breitenlehen gegen Dürnstatt hinan, so begegnen wir folgenden Profilen.

Zuunterst grobes, horizontales Gerölle der Wildschönauer Ache (1). Es setzt mit einzelnen, mehr sandigen Lagen eine niedrige Vorterrasse zusammen, welche dann mit schräger Fläche gegen Breitenlehen aufsteigt. In dem erstgenannten Graben entdecken wir nun unter oder vielmehr hinter diesen Schottern ein Lager von festem, feinem Bänder-ton (2) und darüber einen Rest von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne (3). Die Grundmoräne ist von weißlichgrauer Farbe und birgt sehr viele schöne, gekritzte Geschiebe aus Triaskalken und Schwazer Dolomit sowie Gerölle von Graniten und bunten Konglomeraten der Basis des Buntsandsteins in sich. Darüber stellt sich

als lokale Bildung eckiger Schutt (4) dieses Grabens ein, der in den höheren Teilen tief in die Wildschönauer Schiefer eingerissen ist. Wir verlassen ihn, steigen über Schotter und Sande nach Breitenlehen empor und queren von dort in den Graben von Dürnstatt hinein. Am Eck finden wir Inntaler Grundmoräne (5).

In der Tiefe des Grabens haben wir über dem Grundgebirge dann folgende Schichtreihe:

- (6) geschichteter feinerer Wildschönauer Schieferschutt;
- (7) gröberes Gerölle aus Buntsandstein und Wildschönauer Sch.;
- (8) horizontal geschichtete, feste feinere Sande bilden eine Wandstufe;
- (9) grobes Gerölle aus Buntsandstein - Konglomeraten . . . Graniten;
- (10) feineres Gerölle mit viel Wildschönauer Sch.;



Figur 10a und b. Profil 10a (oben) entspricht dem Graben zwischen Hörbig und Breitenlehen, 10b jenem von Dürnstatt. ca. 1:17000.

- (11) Inntaler Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aus Triaskalken;
- (12) feinerer, oft schräg geschütteter Schotter und Kies.

Es ist zu bemerken, daß sich der Graben von Dürnstatt schon ziemlich weit südlich von der Triaszone befindet und somit die Grundmoräne schräg etwa von Nordwesten gegen Südosten hereingeschoben sein muß. Die Terrasse von Dürnstatt und Mark (1152 m), welche sich zum Sattel von Thierbach (1173 m) hineinzieht, besitzt eine auffallend große Höhe. Was nun an diesen Profilen aus zwei eng benachbarten, parallelen Gräben besonders ins Auge springt, ist die Einschaltung der unteren, älteren Grundmoräne und die außerordentliche Höhe, bis zu welcher hier geschichtete Ablagerungen mit Einstreu

von Inntalgeröllen anwachsen. Die obere Terrasse von Dürnstatt-Thierbach überragt die untere von Bernau-Oberau um mehr als 200 m.

Die Schutterrassen des Wildschönauertales greifen über Dorf zum flachen Sattel von Oberau (936 m) hinüber und stehen von da über Niederau (823 m) und den Sattel zwischen Bruggberg und Mittermooserberg (902 m) mit den Terrassen des Brixentales in Verbindung. Wir haben also hier südlich des Triaswalles parallel mit dem Inntale eine breite, von Schottern aufgefüllte Talung, welche das Gebiet der Wildschönauer- und Brixentaler Ache verknüpft.

Der flache Sattel von Oberau wird oberflächlich von Schuttkegeln der Schiefergehänge übergossen, den Sattel zwischen Niederau und Weichsölden bildet ein 30—60 m breites Trockental, das sattelförmig gebogen ist. Zu seinen Seiten lagern 30—40 m hohe Terrassen aus stark gerollten Schottern (viel Inntalgerölle), großen Blöcken und Lokalschutt. Granite, Augengneiß, Glimmerschiefer, Quarzphyllite, seltener Amphibolite beteiligen sich am Aufbau. Grobkörnige, rote Quarzkonglomerate des Buntsandsteins der Umgebung sind reichlich vertreten. Die meisten dieser Gesteine, besonders Quarzphyllit und Quarzkonglomerate sind in großen Blöcken übers Gelände verstreut.

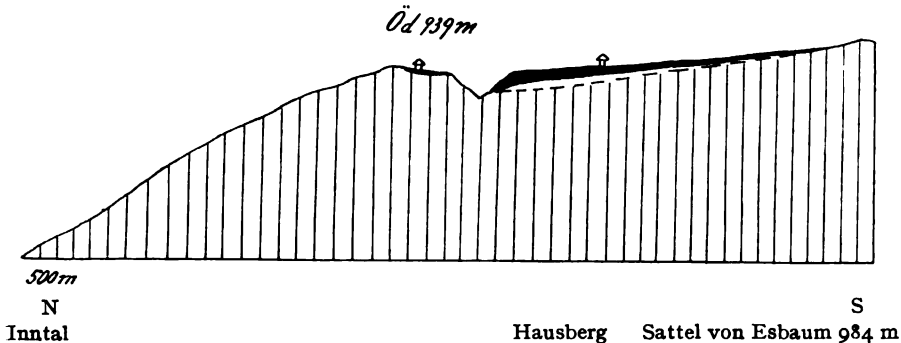
An zwei Stellen steht diese Talung mit dem Inntale in Verbindung, einerseits durch den Sattel von Esbaum, andererseits durch die Schlucht des Wörglerbaches.

Sattel von Esbaum. Wörglertal. Der Sattel von Esbaum (984 m) ist in Buntsandstein eingesenkt. Von Süden reichen schlammige, lehmige Schuttmassen der Oberauer Hochfläche (? Grundmoräne), von Norden deutliche Inntaler Grundmoränen der Felsschulter von Öd (939 m) und Hausberg nahe an die Sattelschwelle heran. Die Felsschulter von Öd (Fig. 11) wird im Osten durch die Klamm des Aubaches, im Westen durch jene des Lehnaches schroff eingengt und stürzt gegen Norden mit steilem Hang unmittelbar ins Inntal nieder. Wir haben hier wieder eine ähnliche Bildung wie bei Saulueg vor uns. Über hohen, steilen Abhängen ruhen in einem Felsbecken zwischen höher ragenden Steinkuppen bedeutende Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne, welche die Bedingung für menschliche Siedelung gegeben haben.

Die Schlucht des Wörglerbaches bietet im oberen Teil besonders an der Ostseite, im unteren an der Westseite Einblick in reichere Glazialablagerungen. Von Bad Eistein (540 m) im Inntale ausgehend, haben wir knapp neben der Klamm die kleine Terrasse von Hennes-

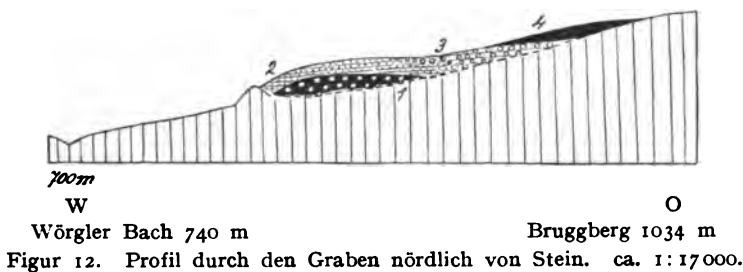
berg, welche etwa bis 750 m Höhe hinaufstrebt. Sie besteht aus Inn tal-Schottern und Sanden, welche an den Schlingen der neuen Straße mehrfach angeschnitten werden.

Dringen wir weiter schluchtaufwärts, so erkennen wir am Abhang des Bruggbergs eine Reihe von Schuttlehnen, welche zwischen 930 und 964 m eine hochgelegene Terrasse bilden, die mehrere Höfe trägt.



Figur 11. Profil zum Sattel von Esbaum. ca. 1:17000.

Der Graben nördlich von Stein (Fig. 12) gibt uns den offensten Einblick in ihren Aufbau. Wir finden über dem Grundgebirge ein schräg geneigtes älteres Konglomerat (1), das vorzüglich aus Bunt-sandstein besteht. Darauf sind horizontale Sande (2) geschüttet, welche nach oben in stark gerollte Inn talschotter (3) übergehen. Granite (selten Juliergranit), Augengneiß, Glimmerschiefer, Serpentin, Amphibolite, Quarzphyllite, sogar Öztaler Eklogite beteiligen sich an der Zusammen-



Figur 12. Profil durch den Graben nördlich von Stein. ca. 1:17000.

setzung. Diese Schotter werden von Inn talar Grundmoräne (4) überdeckt, welche viel Buntsandsteinschutt aus dem Untergrund enthält. Nicht selten stecken auch gekritzte Kalkgeschiebe darin. Diese Grundmoräne steigt bis über 1000 m Höhe empor und nähert sich so dem flachen, von zahlreichen Furchen und Wannen gegliederten Scheitel des Bruggbergs.

Es mag noch erwähnt werden, daß in diesem Graben überaus viele, große zentralalpine Blöcke aufgespeichert liegen. Bei 830 m Höhe ruht ein Klotz von Augengneiß (etwa 19 m³). Ein ähnlich großer aus Quarzphyllit kauert bei 920 m und ein wenig kleinerer bei dem Hofe Stein. Der Bruggberg ist allenthalben reichlich mit zentralalpinen Blöcken übersät.

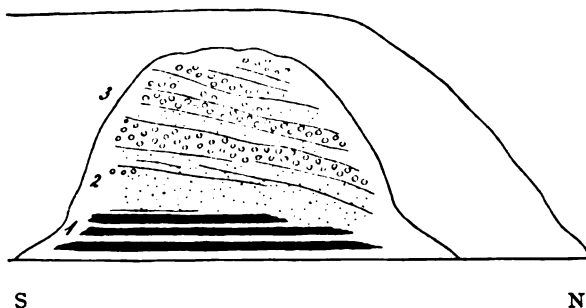
Die Aufschlüsse in der Schlucht des Wörglerbachs lehren uns wieder in sehr anschaulicher Weise das Eindringen der Inntalschotter und der Inntaler Grundmoräne in die südlichen Seitentäler kennen. Es stand hier die weite Talverbindung zwischen Wildschönau und Brixental mit dem Inntal in breitoffenem Verkehr und aus letzterem Tale drangen bei der großen Schuttauftauung reichlich Sedimente herein. An der Pforte von Esbaum (984 m) ist der Übertritt von Inntalschotter nicht sicher nachzuweisen.

Brixental. Im Brixental erreicht die Schuttauftauung eine großartige Entfaltung und die breiten, herrlichen Terrassen in der Umgebung von Hopfgarten können schon mit den großen Terrassen des Inntales verglichen werden. Die Schutterrassen des Brixentales stehen nicht nur mit dem Inntale und den Terrassen von Oberau und Wildschönau in Verbindung, sondern sie besitzen über Söll-Ellmau sowie über Westendorf-Kirchberg weit gegen Osten ausgreifende Zusammenhänge. Es ist hier nicht der Raum, dieses weitgedehnte, breitarmige Terrassensystem in allen Einzelheiten zu beschreiben. Ich muß mich auf einige wichtige Hauptzüge beschränken.

Die Schotter- und Sandmassen reichen an der Südseite der Brixentaler Ache westlich der Eisenbahnstation Söll-Leuckental bis Maierhof und Flucking, also nahezu ganz ins Inntal hinaus. Auf der anderen Talseite endigen sie gerade östlich der genannten Station. Die kleinen, höher liegenden Schotterreste von Werlberg auf dem Felsrücken des Paiselbergs stellen dann die Verbindung mit der Häringer Terrasse dar.

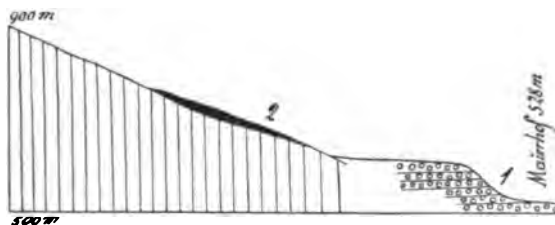
Der Aufbau der Terrassen ist in der Schottergrube (Fig. 13) bei Söll-Leuckental gut erschlossen. Wir begegnen in der Tiefe einem Lager von gelbgrauem Bänderton (1) mit einzelnen Sandlagen. Darüber liegt erst feinerer Sand (2), dann grobe, schräg geschichtete Schotter (3). Dieselben sind teilweise verkalkt und enthalten ziemlich große Gerölle. Gegen oben nimmt der Gehalt an Buntsandsteingeröllen stark zu. Gneiße, Augengneiße, Diorite, Granite, Serpentine, Grauwacken, Quarzphyllit, viele Buntsandstein-Varietäten, Rauchwacken, Marmore, Bänderkalke, schwarze Kalke, Triaskalke sind hier in Geröllform

zu sehen. Wir haben wieder eine Mischung von Inntaler und Brixentaler Schuttarten vor uns. Ersteigen wir die von solchen Schottern erbaute niedrige Terrasse und wenden wir uns den gegen die Winkelalpe aufstrebenden Gräben (Fig. 14) zu (am besten südlich von Maierhof), so treffen wir über den Schottern (1) auf Inntaler Grundmoräne (2),



Figur 13. Ansicht der Schottergrube westlich von Station Söll-Leuckental.

welche teilweise dem Buntsandstein aufsitzt. Daher sind ihre unteren Lagen durch Aufnahme von Grundtrümmern rotgefärbt, während die obere Abteilung eine hellgraue Farbe zeigt. In dieser Grundmoräne findet man als gekritzte Geschiebe Serpentine, Schwazer Dolomit, Muschelkalk, helle Triaskalke (selten rote Liaskalke), außerdem Gerölle von Zentralgneiß, Granatamphibolit, Glimmerschiefer und Quarzphyllit. Wir haben wieder Inntaler Grundmoräne vor uns. In diesen Gräben lagern in großer Menge riesige Blöcke von Zentralgneiß und Quarzphyllit (einer von ca. 20 m³ Inhalt). Die Terrasse, welche anfangs nur bescheidene Höhen erreicht, steigt taleinwärts und besitzt gegen-



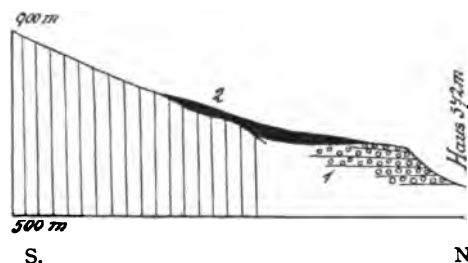
Figur 14. Abhang der Winkelalpe. ca. 1:17000.

über von Itter bei 713 m Höhe. Auch hier zeigen uns die Gräben südlich von Pfaffenberg und Haus (Fig. 15) schön die Überlagerung der Schotter durch Inntaler Grundmoräne.

Über den geschichteten Schottern und Sanden (1) tritt erst eine Mischungszone, dann die reine Grundmoräne (2) auf, welche durch

vielen Buntsandsteinschutt rötlich gefärbt erscheint. Die Grundmoräne ist als 20—30 m mächtige Decke entblößt und führt zahlreiche Geschiebe aus Granit, Augengneiß, Quarzphyllit, Triaskalken, Marmor, Hypersthen und Serpentin. Besonders die Kalke und Marmore sind schön poliert und geritzt.

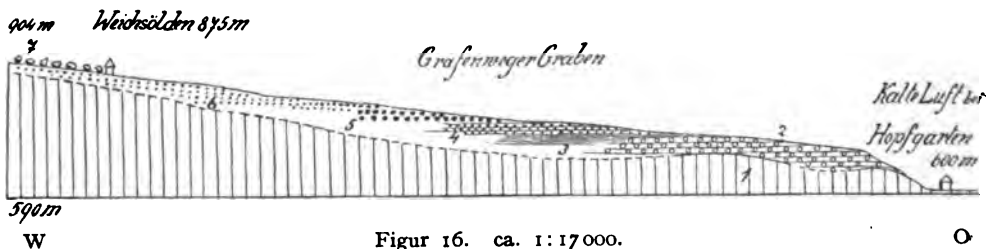
Innerhalb der Felsschlucht von Itter haben wir auf der westlichen Talseite erst Felsgehänge, dann über einem Sockel von Buntsandstein



Figur 15. Abhang des Bruggbergs. ca. 1:17 000.

eine Terrasse, welche sich gegen Süden hin stark verbreitert und über Weichsölden zum Sattel gegen Niederau aufsteigt. Die Schlucht des Grafenwegerbaches (Fig. 16) lehrt uns den Aufbau eingehend erkennen. Über einem Sockel von Buntsandstein und Wildschönauer Schiefer (1)

finden wir geschichtete Sande und Schotter (2), vorzüglich aus Wildschönauer Schiefer und Grauwacken hervorgegangen. Höher ist ein schmales Lager von Bänderton (3) eingeordnet. Darüber soll früher Schieferkohle abgebaut worden sein. Das nächste Stockwerk dieses Schuttbaues besteht aus wohlgeschichtetem, feinerem, geroltem roten Sandsteinschutt (4). Darauf breitet sich gröberes Trümmerwerk aus rotem Sandstein und rotem Quarzkonglomerat aus (5), das nach oben in feineren, vorwiegend aus rotem Sandstein bestehenden Schutt (6) übergeht. Darüber zerstreut folgt endlich ein Blockwerk (7) vorzüglich



Figur 16. ca. 1:17 000.

aus roten Quarzkonglomeraten, Quarzphylliten, Graniten, Augengneiß Schreiten wir von diesem Graben gegen Süden auf die weite Hochfläche von Penning hinaus, so beobachten wir, daß entlang dem Abhang des Mittermooserberges allenthalben ein ähnliches Blockwerk oberflächlich ausgestreut liegt.

Südlich von Penning finden wir oberhalb der Liemmühle eine Stufe aus ungeschichtetem, schlammigem Schutt, welche Granitgerölle und Stücke roten Sandsteins umschließt. Diese Stufe dürfte wohl als Rest einer Grundmoränendecke aufzufassen sein, welche der Schotterterrasse zwischen 864 und 992 m aufruht. Interessant ist die sehr regelmäßige, gegen Osten abfallende Abschrägung der Penninger Terrasse (Fig. 17), welche hier in der Richtung gegen Hopfgarten bei $2\frac{1}{2}$ km

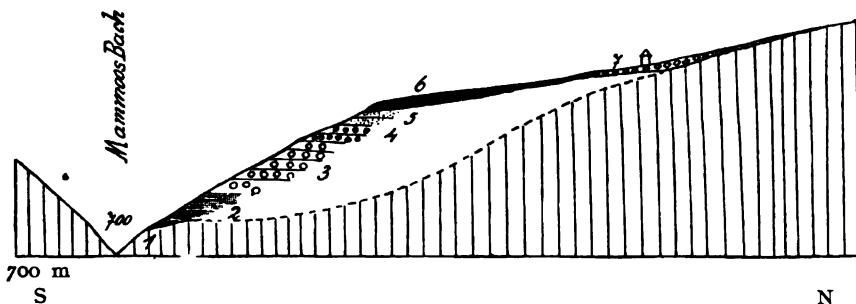


SW

Figur 17. ca. 1:33000.

NO

Breite erlangt. Am Wege von Hopfgarten herauf sieht man (Fig. 17) übereinander erst gröbere geschichtete Schotter und Sande (Grauwacken, Wildschönauer Schiefer) (1), dann lehmige Lagen (2), darauf Schotter und Sande (1), eine Lage von Lehm (2), Schutt mit viel rotem Sandstein (3) sowie endlich schlammigen, ungeschichteten Schutt (4) und Blockstreu. Während wir hier bei Penning nur spärliche Anzeichen einer auflagernden Grundmoränendecke entdecken, stellen sich auf der Terrasse, welche sich am Südfuß des Kropfrader Joches ganz ins Mammoostal hineinschlingt, reichliche Massen derselben ein. Die steilen Gräben, welche hier zur Schlucht des Mammoosbaches hinab-



Figur 18. ca. 1:10000.

N
Abhang des
Mittermooserjochs

brechen, enthüllen den Aufbau in klarer Weise. Wir sehen über dem Sockel der Wildschönauer Schiefer (Fig. 18 (1)) erst schlammigen Schutt (2), vorzüglich aus dem Grundgestein geformt. Höher fügen sich feinere Sande und Schotter mit reichlichem Gerölle von rotem

Sandstein (3) ein. Diese gehen oben in grobe Schotter (4) über, welche neben den roten Sandsteinen sehr viel Chloritschiefer und Hypersthen enthalten. Die nächste höhere Abteilung (5) besteht fast nur aus geschichteten kleineren und größeren Trümmern von Hypersthengesteinen. Über dieser Schuttlage von auffallend schönen Gesteinen ruht dann Inntaler Grundmoräne (6) mit einzelnen gekritzten Geschieben aus Kalken, rotem Sandstein und Granit.

Große Geschiebe sind hier eingebettet. Juliergranit, Hypersthen, Chloritschiefer und Augengneiß gehören des weiteren zu ihren Bestandteilen, welche uns aufs klarste beweisen, daß wir es mit Inntaler Grundmoräne zu tun haben, welche über die Höhen des Kropfrader Joches und der südlichen Schieferkämme hier eingeführt wurde. In diesen Gräben ruhen wieder zahlreiche riesige Blöcke von Quarzphyllit.

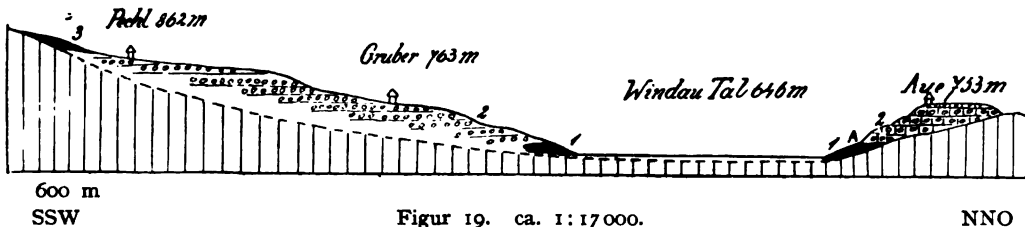
Ganz im Talhintergrund sind mächtige schlammige Lehm Massen angesiedelt, in denen ich mehrfach gekritzte Geschiebe (gekritzte Hypersthengeschiebe unterhalb von Asten 984 m) fand. Augengneiß, roter Sandstein, rote Quarzkonglomerate, Granite sind als Geschiebe darin eingeschlossen und liegen frei in großen Blöcken herum.

Das Kelchsauer Tal ist auffallend arm an größeren Schuttmassen. Dagegen haben wir in dem Winkel zwischen Kelchsauer- und Windauer-Ache einen großen Terrassenkeil erhalten, der besonders dadurch interessant ist, daß hier an 3 Stellen im Liegenden der Schotter und Sande Reste von älteren Grundmoränen vorhanden sind. Der eine Aufschluß ist die große Schuttwand bei Haslau, die schon P e n c k beschrieben hat. Hier sind in dem liegenden Lehmlager nicht selten schön polierte und gekritzte Kalkgeschiebe zu sehen. Darüber dehnen sich Schotter aus, die reichlich Inntalgerölle führen. Es folgt eine mehr gelblichgraue Lage von größerem Schotter, die konglomeriert erscheint, darüber neuerdings feinerer Schotter und oben endlich Sandlagen. Der Anteil der Grauwacken und Wildschönauer Schiefer nimmt in den höheren Schuttlagen gegenüber dem Inntalgerölle bei weitem den Vorrang ein.

Im Windautal (Fig. 19) haben wir am Ausgang des Grabens zwischen Oberdu und Gruber als Liegendes der Schotter und Sande schlammigen, ungeschichteten Schutt (1), der einzelne gekritzte Kalkgeschiebe zeigt. Darüber, breit ausladend, horizontal und schräg geschüttete Schotter und Sande (2), die vorzüglich aus Talgesteinen bestehen. Etwas weiter südlich ist oberhalb des Tunnaleingangs eine Lehmzone und darüber harter, schlammiger, ungeschichteter Schutt eröffnet, der nicht selten schöne gekritzte Geschiebe aus Triaskalken und rotem Sandstein besitzt.

Dann folgt eine vielfache Wechsellage von grobem und feinerem Schotter. Steigen wir nunmehr zur Terrassenhöhe empor, so begegnen wir erst ganz am Rande des südlichen Berghanges bei Schottau und Pechl einer Auflagerung von Grundmoränen (Fig. 19 (3)). Östlich von Pechl ist dieselbe am klarsten zu erkennen. Wir haben eine schlammige, schiefrige Grundmoräne vor uns, welche gekritzte Geschiebe, sowie Gerölle aus rotem Sandstein, Granit und Amphibolit beherbergt.

Weiter taleinwärts treffen wir im Windauertal auf der Westseite noch mehrfach breite Schotterterrassen, denen z. B. nördlich von Rettenbach (810 m) ein größeres Lager von Bänderton eingeschaltet liegt. Innerhalb des letzteren Ortes verlieren die Terrassen rasch an Umfang und Höhe.



Figur 19. ca. 1:17000.

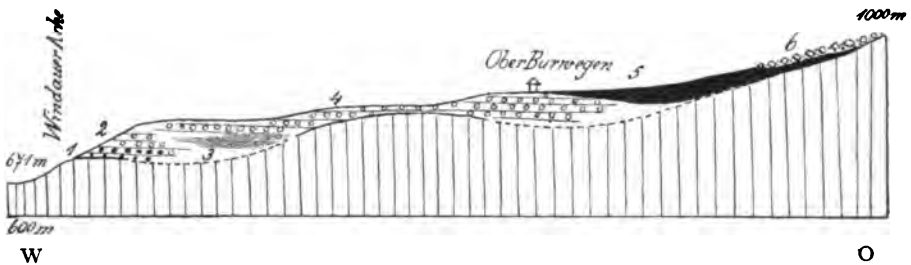
NNO

Wenden wir uns an der anderen (östlichen) Talseite nach auswärts, so begegnen wir zwischen den Höfen Fuchs und Windhag der ersten geschlossenen Schuttlehne, welche noch allseitig von Grundgebirge eingefasst wird. Erst nördlich des nächsten Grabens beginnt eine breite, mächtige Terrasse, welche sich bis zum Durchbruch des Brixentaler Baches und gegen Westendorf hinüber ausdehnt.

Den vollständigsten Einblick in ihr Gebäude gewährt der tiefe Ziegelhüttgraben (Fig. 20), welcher südlich der großen Eisenbahnschleife ins Windautal mündet. Über einem Sockel von Wildschönauer Schiefer treffen wir geschichteten Schutt (1), vorzüglich aus dem Untergrund hervorgegangen. Darüber folgen Schotter und Sande, teilweise schlammig und ohne Schichtung (2). Höher ist eine Lage von gelbgrauem bis rötlichem Bänderton (3) eingefügt, darüber wieder ein Gefolge von Sanden und Schottern aus Talgesteinen (4). In einer Höhe von über 800 m legen sich Grundmoränen (5) darüber, welche schöne, gekritzte Geschiebe bergen. Auffallend ist die Führung von vielen Stücken roten Sandsteins und roten Quarzkonglomerates, sowohl in kleineren Geschieben als auch in einzelnen, größeren Brocken. Außerdem sind viele Kalke und Granite vertreten. Diese Grundmoränen-

decke umsäumt den Nachtsöllberg von Kreichling bis Gassen und Schwenter und steigt bis gegen 1000 m Höhe empor. In dem Graben südöstlich von Gassen (948 m) habe ich dieser Grundmoräne ein Gestein von Julier-Granit entnommen. Soweit drang also nach diesen Beobachtungen noch Eis des Inntalgletschers ins Schiefergebirge herein! Über der Grundmoräne liegt stellenweise sehr grober Wildbachschutt (6) ausgebreitet.

Bevor wir die Besprechung dieses Terrassenteiles verlassen, mag noch darauf hingewiesen werden, daß sich an der Ostseite des Windautales eine große Talverlegung befindet. Die Brixentaler Ache schneidet durchs Grundgebirge herunter (Wasserfall), während südlich davon eine weite, von losem Schuttwerk erfüllte Lücke vorhanden ist. Teilweise dringen jedoch die Wasser der Hochfläche von Westendorf durch den Schutt hindurch und brechen unterhalb der Eisenbahn (Fig. 19 bei A)



Figur 20. Profil entlang dem Zieglhütt-Graben. ca. 1:17000.

als Quellen zur Windauer Ache nieder. Legen wir hier quer über das Windautal einen Schnitt durch die Terrassen (Fig. 19), so haben wir beiderseits unten als Liegendes ungeschichteten, schlammigen Schutt mit einzelnen gekritzten Kalkgesteinen (ältere Grundmoräne) (1), darüber geschichtete, gröbere Schotter und Sande (2), manchmal in Schräglagerung. Am östlichen Terrassenabfall brechen nun über der liegenden Grundmoräne bei A starke Quellen heraus, während zugleich die hängenden Schotter, wohl infolge des Quellenzuges, hier lokal verkalkt sind. Auch hier können wir beobachten, daß in den unteren Lagen ziemlich viel stark gerollte Inntalschotter liegen, während gegen oben die schlecht gerundeten einheimischen Schotter überwiegen.

Vom Durchbruch des Brixentaler Baches zieht die Terrasse zusammenhängend über Hopfgarten um den Fuß der hohen und kleinen Salve in den Talzug von Söll hinein.

Die tiefen Gräben östlich von Hopfgarten (Fig. 17) enthüllen deutlich ihre Zusammenfügung. Zu unterst stellen sich grobe Schotter (1) ein.

Darüber finden sich Bändertone (2) angeordnet, die in der Grube der Ziegelei bei Hopfgarten mehrfach scharf begrenzte Linsen und Schlieren von Kies und Sand enthalten. Höher folgen wieder grobe Schotter mit Sandlagen. In beträchtlicher Höhe über dem Tale kommen dann schlammige, schiefrige Grundmoränen vor, in denen einzelne gekritzte Kalkgeschiebe verwahrt liegen. Roter Sandstein, Triaskalke, Granite, Chloritschiefer und Amphibolite gehören zu ihrem Inhalt. Diese Inn-taler Grundmoränen legen sich bei ca. 850 m auf die Schotter und streben dann bis gegen 1000 m Höhe aufwärts.

Am nördlichen Teil dieser Terrasse, der von Schloß Itter gekrönt wird, habe ich die hangende Grundmoränendecke nicht auffinden können. Wie ich schon eingangs der Beschreibung des Brixentales erwähnt habe, sind die äußersten Vorposten der Schuttaufstauung an der östlichen Talseite am Südfuß des Paiselberges sowie auf seinem Felsrücken bei Werlberg zu sehen. Es handelt sich hier um kleine Massen von stark gerollten Schottern und Sanden.

Widerlegung der Stauungshypothese. Um nun das Verhältnis der Terrassen ober- und unterhalb des Zillertales zu beurteilen, genügt es, die 3 nächstgelegenen Seitentäler zum Vergleich heranzuziehen (siehe die Karte S. 32).

Ganz in der Nähe der Mündung des breiten Zillertales öffnen sich drei kleinere Seitentäler gegen das Inn tal und zwar im Norden das Achen- und Brandenbergertal, im Süden das Alpbachtal. Vergewen-wärtigen wir uns mit Hilfe der Karte die Lage dieser Täler gegen-einander und zum Inn tal und nehmen wir nun an, daß aus dem breitgeöffneten Zillertale ein Eisstrom sich ins Inn tal vorzuschieben beginne. Das Zillertal wird zu beiden Seiten von steilen, schroffen Felspfeilern aus Schwazer Dolomit eingefast, westlich von der Fels-klippe der Brettfall, östlich vom Reitherkogel. In der Taltiefe beträgt die Breite dieser Pforte bei 1675 m. Von dem westlichen Eckpfeiler des Zillertales liegt die Mündung des Achentals etwa 3—4 km, vom östlichen jene des Brandenbergertales ca. 6 km, die des Alpbaches etwa 4 km entfernt. Die Neigung des Inn tales selbst können wir bei dem geringen Gefälle und der verhältnismäßig kurzen Strecke als angenähert horizontal gelten lassen.

Der Taltrog des Zillertales liegt ungefähr senkrecht zu dem des Inn tales, so daß ein aus ersterem hervordringender Eisstrom bei seinem Anschwellen ziemlich rasch an die nördliche Bergwand des Inn tales stoßen muß. Das ist für sein weiteres Wachstum von Bedeutung, indem dadurch die Entwicklung eines regelmäßigen Eisfächers gestört

und derselbe in zwei Arme ausgezerrt wird, welche sich in entgegengesetzter Richtung im Inntal auf und ab bewegen müssen.

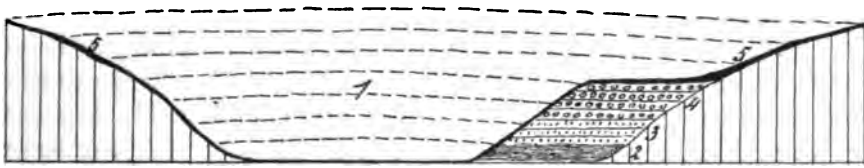
Die horizontale Ausbreitung eines Eisfächers steht nun zu seinem vertikalen Wachstum in einem bestimmten, nur innerhalb ziemlich enger Grenzen verschiebbaren Verhältnis. Wir verdanken Penck und Brückner darüber für viele eiszeitliche Gletscherströme eine Anzahl von wertvollen Angaben. Ich will hier nur die Schätzungen für den Bühlgletscher im Inntale anführen, wofür auf der Strecke Fernpaß-Kundl ein Oberflächengefälle von 10‰ , von Kundl nach Kufstein für die Zunge ein solches von 20‰ ermittelt wurde. Im allgemeinen schwankt das Gefälle der großen Eisfächer etwa zwischen $5\text{—}20\text{‰}$. Es wurden jedoch für einzelne kleinere auch Neigungen bis 54‰ ausgerechnet.

Betrachten wir nun nach diesen einleitenden Angaben die Verhältnisse in der Umgebung des Zillertales!

Am Achenseedamm haben wir von Jenbach und Wiesing von ca. 560 m bis nahe zur Höhe von Eben (963 m) empor geschichtete Inntalschotter und Sande. Abgesehen von der dünnen hangenden Grundmoränendecke erreichen hier also die Inntalsedimente eine Mächtigkeit von ca. 400 m, wobei sie über einen alten Schuttkegel und ein großes Bänder-tonlager gegen Norden vorgedrungen sind. Hier stehen wir bereits vor einem inneren Widerspruch der Stauungshypothese. Einerseits soll der Eisstrom des Zillertales in der Öffnung des Achentales eine Schuttstauung von za. 400 m Höhe erzwungen haben und andererseits darf der Gletscher trotz seines gewaltigen Höerschwellens fast gar keine horizontale Ausdehnung gewinnen. Die Schuttsammlung des Achenseedammes zeigt uns in ihrer Zusammensetzung die Zufuhr der Gerölle aus dem Inntale an. Es ist nun aber ganz ausgeschlossen, daß ein Eisstrom, welcher am Ausgang des Zillertales allmählich bis 500 m Höhe answoll, nicht bei seinem Wachsen die nur 3—4 km entfernte Mündung des Achentals erfüllt und damit für den Zudrang des Inntalschuttes abgesperrt hätte. Der innere Widerspruch dieser Hypothese tritt noch schärfer hervor, wenn wir das Alpbachtal und Brandenbergtal daraufhin untersuchen. Wie wir schon erwähnt haben, reicht die Terrasse von Reith von der Alpbacher Ache bis St. Gertraud, also auf $1\frac{1}{2}$ km an den Ostpfeiler der Zillertal-Mündung heran. Diese Terrasse findet an der Ostseite der Ache ihre Fortsetzung, wo sie am Zimmermoosberg über 900 m Höhe erreicht und von Grundmoräne überzogen wird. Diese Ablagerungen können unmöglich als Staugebilde des Zillertaler Gletschers angesprochen werden!

Der im Inntale vordringende Eisstrom hätte den Raum, welchen diese Terrassen einnehmen, unbedingt mit seinem eigenen Leibe ausfüllen müssen.

Wo heute die besprochenen Terrassen sich ausdehnen, wäre somit gleichzeitig mit dem Anschwellen des Zillertalgletschers überhaupt kein Raum gewesen, wo horizontale Innschotter, Bändertone und Sande sich hätten absetzen können. Des weiteren hätten Inntalschotter nicht hierher gelangen können, wenn der Zillertalgletscher im Inntal einen Sperrwall gebildet hätte. Es ist vollkommen ausgeschlossen, daß sich hier an den Seiten der Alpbacher Ache eine bis 350 m starke Folge von Bändertonen, Sanden und Schottern aufgebaut hätte, wenn knapp daneben der Zillertalgletscher gelegen wäre. Ablagerungen am Rande von Eisfächern müssen eine ganz andere Beschaffenheit, einen ganz anderen Aufbau besitzen. Sehen wir uns die schematische Darstellung dieser Verhältnisse (Fig. 21) an. Einerseits soll hier der Gletscher (1) vor dem Alpbachtale bis über 900 m Höhe anschwellen, andererseits aber zwischen



Figur 21.

sich und der Bergwand einen Winkel freilassen, der sich mit Bänderton (2), Sand (3) und Schotter (4) anfüllt. Der Gletscher hätte gleichsam mit einer freien, steilen Wand hier aufwachsen sollen. Die geschilderten Ablagerungen können nicht aus der Seite eines vordringenden Gletschers heraus abgelagert werden. Außerdem stammen die Schuttmassen aus dem Inntale. Bedenken wir des weiteren noch folgende Erscheinung. Die geschichteten Ablagerungen sind besonders in der Höhe von Grundmoräne (5) bedeckt. Wir hätten also zuerst an der Eiswand des Zillertaler Gletschers an 350 m horizontale Sedimente, dann von etwa 900 m Höhe an plötzliches Übergreifen des Gletschers und nur mehr Absatz von Grundmoränen.

So erkennen wir bei genauer Prüfung dieser Hypothese an der Hand unserer Beobachtungen, daß dieselbe eine ganze Reihe von Widersprüchen und Unmöglichkeiten in sich birgt.

Wenden wir uns nun noch dem Brandenbergertale zu!

Hier haben wir eine schmale, lange, tiefe Felsschlucht vor uns, welche vom Inntale zum weiten Gosaubecken hineinleitet.

Wir kennen bereits die Einlagen von Inntalschottern in der Schlucht, welche dann in der Bucht von Brandenburg eine Mächtigkeit von 300 m erreichen, bis 950 m emporsteigen und von einer dicken Lage von Inntaler Grundmoräne eingedeckt werden. Wie hätten diese Ablagerungen in die Schlucht und Bucht von Brandenburg gelangen können, wenn gleichzeitig der Zillertalgletscher das Tal vorne abgesperrt hätte? Der Gletscher hätte unbedingt die Schlucht verschließen, die Zufuhr von Inntalgerölln verhindern müssen. Eine so mächtige, horizontal geschichtete Sedimentserie kann aber auch in diesem Falle, abgesehen von ihrer Zusammensetzung, unmöglich als Ablagerung des Zillertaler Gletschers gedeutet werden. Durch die enge Schlucht hätte ja nur ein sehr schmaler seitlicher Eiskeil eindringen können, der niemals eine so mächtige Schichtfolge zu liefern vermocht hätte. So können wir hier und ebenso an den anderen Seitentälern dieselben Überlegungen mit demselben Erfolge wiederholen.

Wir haben nunmehr erkannt, daß die Terrassen in den Seitentälern des Unterinntales nicht mit der Hypothese einer Stauung durch den Zillertal- oder später den Bühlgletscher vereinbar sind. Die Zusammensetzung, Beschaffenheit, der Aufbau, die Lagerung gegenüber dem Inn- und Zillertal machen es unzweifelhaft, daß wir hier eine ungeheure, einheitliche Schuttaufstauung vor uns haben, welche vom Inntale aus teilweise in die Seitentäler hineindrang und sich hier mit den einheimischen Schuttmassen vermischte. Die Terrassen des oberen und unteren Inntales gehören zusammen einer einzigen riesigen Schuttdecke an. Der Zillertalgletscher hat keine Grenze dazwischen gezogen. Überall finden wir im wesentlichen denselben Aufbau. Einzelne, meist ziemlich beschränkte Bändertonlager, darüber Sande und Schotter bilden den Hauptbestand. Im Liegenden fanden wir mehrfach ältere Grundmoränen oder Bändertone mit gekritzten Geschieben, die wohl nur als Umschwemmungen älterer, benachbarter Grundmoränen erklärlich sind. Solche sind auch im oberen Inntale nicht selten, z. B. in den Bändertonlagern von Fritzens und Inzing. Die hangende Grundmoräne besitzt im Gegensatz zum seltenen Auftreten der liegenden eine weite, reiche Verbreitung. Sie wurde bisher größtenteils nicht erkannt, weil man die Glazialprofile nur bis zur Höhe der Terrassen und nicht bis hoch ins Berggelände beging und beschrieb.

(Schluß folgt.)

Kleinere Mitteilungen.

Internationale Gletscherkommission. Bekanntlich ist die internationale Gletscherkommission 1897 vom internationalen Geologenkongreß eingesetzt worden, um systematisch und fortlaufend Beobachtungen über die Schwankungen der Gletscher auf der ganzen Erde zu sammeln. Der im September 1906 in Mexiko tagende internationale Geologenkongreß hat die Kommission abermals bestätigt. Der abtretende Präsident der Kommission, Professor H. F. Reid erstattete dem Kongreß einen Bericht. Die Kommission wählte zu Beginn des Jahres 1907 zu ihrem Präsidenten Prof. Dr. Eduard Brückner in Wien; das Amt des Sekretärs versieht weiter der kantonale Forstinspektor Ernest Muret in Lausanne.

Im Interesse der Arbeiten der Kommission geben wir hier das Verzeichnis ihrer Mitglieder mit deren genauer Adresse:

Ehrenpräsident: Prinz Roland Bonaparte in Paris.

Präsident: Prof. Dr. Ed. Brückner in Wien.

Sekretär: Forstinspektor Ernest Muret in Lausanne.

Ordentliche Mitglieder:

Deutsches Reich:¹⁾ Prof. Dr. S. Finsterwalder, München, Franz-Josefstr. 6.

Österreich: Prof. Dr. Ed. Brückner, Wien III, Baumannstr. 8.

Argentinien: Prof. Dr. Fr. Porro, Direktor des Observatoriums, La Plata.

Dänemark: Dr. K. J. V. Steenstrup, Kopenhagen, Forchhammersvej 15.

Vereinigte Staaten: Prof. Dr. Harry Fielding Reid, Baltimore MD., John Hopkins University.

Frankreich: Prinz Roland Bonaparte, Paris, Avenue de Jéna 10.
Charles Rabet, Paris, rue Edouard Detaille 9.

Großbritannien: Douglas W. Freshfield, London W., 1 Airlie Gardens, Cambden Hill.

Italien: Prof. Dr. Olinto Marinelli, Florenz, Via San Gallo 31.

Norwegen: Dr. Peter Annaeus Øyen, Christiania, Universität.

¹⁾ Reihenfolge der Staaten alphabetisch nach der international üblichen französischen Bezeichnung.

Rußland: Oberst J. von Schokalsky, St. Petersburg, Katharinenkanal 144.

Schweden: Dr. F. W. Svenonius, Stockholm, Geologisches Institut.

Schweiz: Prof. Dr. F. A. Forel, Morges.

Forstinspektor Ernest Muret, Lausanne.

Nordpolarregion: Prof. Dr. Gerard Baron de Geer, Stockholm, Universität.

Südpolarregion: Prof. Dr. Erich von Drygalski, München, Universität.

Als korrespondierende Mitglieder gehören der Kommission an:

Deutschland: Prof. Dr. A. Blümcke, München; Prof. Dr. Hans Heß, Ansbach; Prof. Dr. A. Penck, Berlin.

Österreich: Prof. Dr. H. Angerer, Klagenfurt.

Dänemark: Prof. Dr. Thoroddsen, Kopenhagen.

Vereinigte Staaten: G. K. Gilbert, Washington; Georges Vaux, Philadelphia; W. S. Vaux, Philadelphia.

Frankreich: Privatdozent Dr. Ch. Jacob, Grenoble; Prof. Dr. W. Kilian, Grenoble; Fr. Schrader, Paris; J. Vallot, Paris.

Großbritannien: Major C. G. Bruce, London; A. P. Harper, Grey-mouth, Neuseeland.

Italien: General Carlo Porro di Sta. Maria della Bicocca, Turin.

Norwegen: Dr. Hans Reusch, Christiania.

Rußland: Nicolai von Poggenpohl, St. Petersburg; Prof. Dr. B. B. Saposhnikow, Tomsk.

Schweden: Dr. Axel Hamberg, Stockholm; Prof. Dr. A. G. Nathorst, Stockholm.

Schweiz: Dr. J. Coaz, eidgen. Oberforstinspektor, Bern; Prof. Dr. Hagenbach-Bischoff, Basel; Prof. Dr. A. Heim, Zürich.

Les nivomètres des Alpes suisses. Dans son XI^{ème} Rapport (Annuaire du C. A. S. XXVI) sur les Variations périodiques des glaciers des Alpes (1890). M. le Prof. F. A. Forel recommandait aux glaciéristes, comme complément nécessaire à l'étude des variations de longueur des glaciers, l'observation systématique de l'enneigement dans leurs bassins collecteurs. Dans ce but le savant glaciologue proposait l'établissement, dans les parages fréquentés par les alpinistes d'échelles nivométriques destinées à jouer, vis à vis des fluctuations de l'enneigement le rôle que fluviomètres et limnimètres remplissent à l'égard des variations de niveau des fleuves et des lacs.

Le programme de M^r Forel a reçu, il y a quelques années déjà, un commencement d'exécution, de la part de ses élèves. Tandis que M. le Prof. Lugeon, dans ses „Notes sur l'enneigement des Alpes“ s'efforçait dès 1900, (XXI Rapport) de concentrer et d'utiliser les renseignements obtenus des alpinistes, j'installai, le 22. septembre 1902 sous les auspices de la Section

Diablerets du C. A. S., l'échelle nivométrique du Col d'Orny. Les résultats obtenus dès lors¹⁾ de ce premier nivomètre ont prouvé suffisamment l'utilité de ces instruments pour engager à en placer d'autres, dans d'autres régions des Alpes et le 3 octobre 1906, avec l'appui de la Direction du Chemin de fer de la Jungfrau, j'ai posé une deuxième échelle nivométrique au Grindelwalder Viescherfirn, dans la paroi de l'Eiger, sous les baies de la Station Eismeer.

Ces deux nivomètres sont situés à une altitude de quelque 3100 mètres, et orientés le premier vers le Sud, le deuxième vers l'est. Pour tous deux j'ai suivi la technique indiquée (XI rapport) par M^r F o r e l, non qu'elle ne prête le flanc à des objections mais parce qu'elle concilie le mieux les nécessités pratiques d'établissement, d'entretien et d'observation avec les exigences théoriques du but à atteindre.

J'ai fait choix d'une paroi de rocher lisse, plongeant aussi verticalement que possible sous le glacier et dont le pied soit autant qu'il se peut rencontrer à l'abri des avalanches et des tourbillons du vent, dont les effets contraires troubleraient dans une proportion non évaluable la mesure de l'enneigement. Sur cette paroi j'ai peint une graduation en traits rouges, visibles de loin, équidistants de 50 cm et pourvus d'une numérotation en chiffres décroissants du haut en bas, à partir d'une valeur assez élevée pour éviter d'avoir à recourir, en cas d'enneigement fortement régressif, à des notations négatives.²⁾

Le nivomètre du Col d'Orny est situé sur le passage obligé des touristes qui circulent entre la Cabane d'Orny et les sommets importants du massif ou la Cabane Dupuis. Ils sont priés de noter en passant le numéro du dernier trait émergeant de la neige et de le consigner aux livres des cabanes ou de le transmettre à qui de droit.

Le nivomètre de l'Eiger sera surveillé obligeamment par le personnel de la Jungfraubahn, aussi souvent que possible en hiver et régulièrement en été. On peut s'en promettre des résultats particulièrement utiles.

Il va de soi que les nivomètres ainsi établis ne sont pas des instruments de précision. Tout d'abord les conditions purement locales influent beaucoup sur leurs indications; vent, coulées de neige, réverbération solaire et en arrière-saison, décollement entre la masse glacée et le rocher créant une parallaxe trompeuse, s'unissent pour restreindre la signification des lectures. Quoi qu'il en soit, celles-ci, une expérience de 4 années nous en assure, reflètent cependant assez fidèlement les variations générales de l'enneigement dans la région surveillée.

Le nivomètre idéal serait évidemment la perche graduée, dressée au centre d'un plateau tout à fait découvert, assez étendu pour que la neige s'y

1) Voir „Rapport sur les Variations des glaciers en 1902“ et suivants. *Annales C. A. S. 1903* et suiv.

2) La baisse énorme de 1906 nous y a forcé malheureusement pour le nivomètre d'Orny.

répartisse régulièrement, tels les repères nivométriques utilisés par Mr H a m - b e r g , en Laponie suédoise. Les mesures ainsi faites pourraient servir de base à des extrapolations admissibles. Mais la nécessité de rattacher trigonométriquement ces repères nivométriques à la terre ferme et leur éloignement presque général des voies battues par le gros des touristes exigerait un personnel d'observateurs particulièrement stylés et dévoués. Il serait vain de compter sur la coopération des alpinistes dont une très faible minorité seule se préoccupe d'observer les échelles nivométriques dressées sur leur chemin.

Cette minorité toutefois est assez zélée pour qu'il vaille la peine de s'adresser à elle et de multiplier les nivomètres dans les parages fréquentés des hautes régions des Alpes.

L a u s a n n e , le 13 Janvier 1907.

Dr. P a u l L. M e r c a n t o n .

Sulle oscillazioni del Ghiacciai dell'Adamello-Presanella (Alto bacino del Sarca-Mincio).¹⁾ Il bacino imbrifero del Sarca si estende tra i fianchi di tre serie di gruppi montuosi, che, procedendo da ovest verso est, prendono i nomi di Adamello-Presanella, di Brenta e di Val di Ledro, di Gazza-Paganella e di Monte Baldo. Tutti questi gruppi formano un plesso che è parte della sezione centrale (od orientale, secondo altra divisione sistematica) del sistema alpino, subsezione meridionale, detta delle Alpi Retiche. Si aderge tra il fiume Noce, l'Adige dalla confluenza del Noce sino al suo ingresso nella pianura, la linea di falda verso la pianura stessa sino al *talweg* dell' Oglio, e l'Oglio fino al passo del Tonale.

Nella campagna del 1905, lo scopo principale prefissomi fu duplice, quello cioè di valutare le oscillazioni passate e di stabilire dei capisaldi per le oscillazioni avvenire. Al primo scopo credo d'essere arrivato con certa approssimazione, tenendo conto di quanto fu fatto precedentemente da esploratori e mappatori. Con intento glacistico e geodetico insieme per la formazione della carta topografica al 25 000°, e riduzioni successive, dell'I. R. Istituto geografico militare austriaco, fu il Payer, che, primo d'ogni altro, tra il 1865 e il 1868, ci offrì dei dati assai preziosi intorno ai due più grandi ghiacciai del bacino del Sarca, cioè del Mandrone e della Lobbia, dei quali ha rilevato alla bussola e pubblicato il piano al 25 000° ²⁾. In seguito, altre osservazioni di carattere glaciologico e col sussidio specialmente di fotografie, furono fatte sotto gli auspici della Commissione Internazionale per lo studio dei ghiacciai. Dal III Rapporto della detta Commissione risulta che il sig. Finsterwalder ha constatato nel decennio 1885—1895 un leggero aumento

¹⁾ Estratto dal Bollettino della Società Geografica Italiana, Fasc. VI, 1906, pag. 546—568.

²⁾ Die Adamello-Presanella Alpen nach den Forschungen und Aufnahmen von J. PAYER. Gotha, J. Perthes, 1865. — Originalkarte der Adamello-Presanella Alpen, Maßstab 1:25,000. (Niemals veröffentlicht. Anm. d. Red.)

generale nei ghiacciai dell'intero gruppo; nel Mandrone anche nel 1896, ma assai più leggero di prima ¹⁾). Dal V Rapporto risulta poi che il sig. Fritsch di Lipsia constatò non più l'arresto nell'aumento dei ghiacciai notato fino dal 1895, ma già un forte ritiro nello stesso Mandrone come nella Lobbia tra il 1895—1899, per il quale ultimo il valore orizzontale fu trovato di m. 15. Anche nel Lares ritenne probabile un'ablazione in quel quadriennio ²⁾). Dal VII Rapporto infine risulta che il sig. Rudel nel 1901 potè rilevare che tutti i ghiacciai del gruppo erano in fase di accentuato ritiro e più specialmente il Mandrone e la Lobbia: il Cornisello poi non immetteva più nel lago Vedretti ³⁾). Nella scorsa state del 1905, come mi disse il professore K. Schulz, uno dei più noti illustratori del gruppo, altri studiosi tedeschi avevano iniziati dei lavori fotogrammetrici sui ghiacciai del Sarca ⁴⁾).

A giudicare inoltre dalle edizioni 1879, 1892 della carta topografica al 75 000° dell' I. R. Istituto geogr. mil. austriaco, con rilievo o aggiornamento probabile rispettivamente nel 1878 e 1891, ecco quale risulta il quadro comparativo delle oscillazioni dei ghiacciai del Sarca. Precedono i risultatî ottenuti dal confronto coi rilevamenti del Payer e susseguono quelli ottenuti dal confronto con la carta topografica al 50 000°, edita dalla Società alpina tedesco-austriaca nel 1903, aggiornata probabilmente nel 1902, giacchè l'edizione al 75 000° della carta austriaca del 1902 (Adamello) riproduce senz'altro i ghiacciai della precedente edizione del 1892. Non ho poi creduto opportuno d'inserire per confronti l'edizione italiana dell'Istituto geogr. militare del 1892 (—1894), nè quella di Sardagna e Apollonio della Società degli Alpinisti tridentini del 1882, perchè entrambi (al 75 000°) riproducono i ghiacciai dell'edizione austriaca del 1879.

Ghiacciai	Variazioni 1868—1878		Variazioni 1878—1891		Variazioni 1891—1902		Variazione totale 1868 o 78—1903	
	Avanza- mento	Ritiro	Avanza- mento	Ritiro	Avanza- mento	Ritiro	Avanza- mento	Ritiro
	Metri	Metri	Metri	Metri	Metri	Metri	Metri	Metri
Mandrone	—	37	—	38	—	30	—	105
Lobbia	—	175	—	75	—	25	—	275
Lares	—	—	150	—	—	250	—	100
Niscli	—	—	—	375	250	—	—	125
Nardis	—	—	—	600	—	15	—	615
Àmola	—	—	—	300	—	350	—	650
Cornisello	—	—	75	—	—	—	75	—

^{1, 2, 3)} Rapporti III, V e VII della Commissione Internazionale dei ghiacciai in «Les variations périodiques des Glaciers», Genève, Georg. 1898, 1900, 1902.

⁴⁾ Più esattamente però, lavori del genere furono eseguiti già nel 1895 sui ghiacciai del Mandrone e della Lobbia. — Cfr. S. Finsterwalder, Die Photogrammetrie als Hilfsmittel der Geländeaufnahme. Hannover, M. Jänecke, 1905.

Quanto all'altro scopo prefissomi di stabilire dei capisaldi per futuri eventuali controlli di oscillazione, ho cercato d'arrivare con opportune visite sopralluogo, fatta eccezione nel ghiacciaio di Fargorida di II ordine e per quelli del Cornisello e di Niscli di prim'ordine, ma più lontani e di difficile accesso.

Mantova.

Luigi Marson.

Über Klüfte im Firnfeld. In seiner Gletscherkunde (S. 197) sagt A. Heim: „Im oberen Teil wird die Firnkluft nach unten weiter, in größerer Tiefe aber verengt sie sich wieder.“ Mir ist nicht bekannt, daß bisher eine Erklärung für diese merkwürdige Tatsache gegeben wurde. Ich teile deshalb meine Anschauung hierüber mit.

Der Umstand, daß Klüfte, die sich in ihrem oberen Teile nach oben verengen, nur in den Nährgebieten der Gletscher vorkommen, weckte den Gedanken, es müsse da ein Zusammenhang mit dem jährlichen Firnzuwachs bestehen. Diesen Gedanken verfolgend, kam ich zu den nachstehenden Schlüssen.

Entsteht im Eise des Nährgebietes ein Riß, so erweitert er sich, gleichbleibende Bewegungsverhältnisse vorausgesetzt, im Laufe vieler Jahre zu einer weiten Kluff. Diese wird dem Auge nicht sichtbar, weil sich schon im ersten Winter nach ihrer Entstehung, also zu einer Zeit, wo sie noch enge ist, eine dauernde, vereisende Schneebrücke darüber spannt. Zwar reißt diese Brücke auch entzwei; denn das Eis, das die Widerlager bildet, überträgt seine ungleichmäßige Bewegung auf die Masse der Brücke. Doch auch dieser Riß wird und zwar von der Schneedecke des zweiten Winters verhüllt. So geht das weiter. Im Laufe einer langen Reihe von Jahren entsteht also über dem ursprünglichen, sich zur Kluff erweiternden Spalt eine aus vielen Schichten bestehende Eisbrücke, welche in der Längsrichtung des ursprünglichen Spaltes durchrissen ist. Da ein Riß — immer noch gleichbleibende Bewegungsverhältnisse vorausgesetzt — um so weniger weit klafft, je jünger er ist, und weil ferner das Alter des Risses in der Brücke von unten nach oben von Schicht zu Schicht abnimmt, so folgt, daß sich der Spalt in der Brücke, obwohl er in der untersten Schicht derselben nur um ganz Weniges schmaler als die mit der Zeit weit gewordene Firnkluff ist, sich nach oben von Schicht zu Schicht dennoch so stark verengt, daß er in der obersten Schicht kaum bemerkbar ist, oder dort wegen des Nachsitzens des noch lockeren Schnees zumeist sogar ganz verschwindet. Die Unterseite der Eisbrücke wird demnach von einem Spitzbogengewölbe gebildet, das treppenförmig abgesetzt wäre, würde nicht die im Sommer an einzelnen Stellen in die Kluff dringende warme Luft und Schmelzwasser die Vorsprünge entfernen.

Das eben Gesagte macht es verständlich, warum während der letzten Jahre in den Firnbecken der Alpen an so vielen Stellen Klüfte sichtbar ge-

worden sind, von denen man früher keine Ahnung hatte. Es handelt sich da nicht um jüngst entstandene, sondern um alte Klüfte, die aber erst in der letzten Zeit infolge überhand genommener Abschmelzung und der manchmal hierdurch bewirkten Einstürze der überdeckenden Brücken bloßgelegt wurden.

Salzburg.

Hans Crammer.

Eine interessante Moräneninsel bei Island. Einer der vielen wenig beachteten, interessanten Glaziallokalitäten Islands ist die Insel Lundey in der Skjalfandi-Bucht, ein paar Kilometer westlich der Cragküste von Tjörnes. Die Insel ist oben flach und grasbewachsen, 30—40 m hoch bei etwa 600 m Länge. Nur auf der Südseite kann man hinaufkommen; im übrigen wird die Insel von steilen und in den unteren Teilen sogar überhängenden Felswänden begrenzt.

Aus der Ferne gesehen sieht die Lundey dem Cragkliffe von Tjörnes nicht unähnlich und man ist geneigt zu glauben, daß sie der Cragformation angehöre, wie es auch wohl angenommen worden ist. Dies ist aber nicht der Fall; die Insel besteht aus Grundmoränen oder, genauer gesprochen, aus zwei Grundmoränen verschiedenen Alters. Die untere Moräne ist auf der Nordseite der Insel schön aufgeschlossen, wo sie einen niedrigen, unter die Oberfläche des Meeres sich senkenden Absatz bildet. Wahrscheinlich bildet die Fortsetzung dieses Absatzes das etwa kilometerlange Riff, welches sich gegen Norden von der Lundey erstreckt und bei Ebbe trocken gelegt sein soll.¹⁾ Zur Zeit meines Besuches war der Absatz nur in 12—14 m Breite trocken gelegt. Die Oberfläche des Absatzes ist überaus schön geglättet und geschrammt (Richtung der Schrammen gegen NO). Daß die geschrammte Fläche sich wirklich unter die Felswand erstreckt, ist leicht zu sehen. Die Abrasion der Insel durch die Brandung, die gute Fortschritte macht, folgt hauptsächlich der geschrammten Fläche, und die Teile der letzteren, welche dem hier überhängenden Kliff zunächst liegen, können erst vor verhältnismäßig kurzer Zeit bloßgelegt worden sein.

Die untere geschliffene Moräne enthält in einer reichlichen dunkelgrauen, ursprünglich zweifelsohne schlammigen, jetzt vollkommen steinharten Grundmasse eine Menge abgenutzter und zum Teil geschrammter Blöcke verschiedener Basaltvarietäten: Es ist eine charakteristische verfestigte Grundmoräne, wie man solchen in dem älteren Pleistocän Islands (der „Palagonitformation“) häufig begegnet.

Die obere Moräne sieht der unteren etwa bis zur Hälfte der Höhe der Insel sehr ähnlich, während das Gestein höher oben, so weit dies die Exkrementen der Seevögel und die durch diese begünstigte Vegetation zu sehen gestatten, eine lichtere Farbe zu bekommen scheint. Die obere Moräne ist

¹⁾ Islandske Lods. Köbenhavn 1898, S. 78.

schön zerklüftet und die eingeschlossenen, rundkantigen und geschrammten Basaltblöcke sind von den Klüften scharf durchgeschnitten, die Kluftwände oft mit dünnen Kalkkrusten bekleidet.

Die Anhöhe dicht nördlich des Städtleins Húsavík, (18 km südlich von Lundey), welche mit zwei 30 m hohen Felsenvorsprüngen zum Meere abstürzt, besteht ganz aus Moräne, welche der von Lundey sehr ähnlich sieht. Auch hier ruht Moräne auf geschliffener Moräne; die Schlifffläche der unteren Moräne liegt aber hier in größerer Höhe über dem Meer als weiter gegen Norden. Die untere Moräne ist dunkelgrau, die obere hat eine hellere Farbe. Aber auch die obere Moräne ist geschliffen und hat deutliche nördlich gerichtete Schrammen. Die obere Moräne von Húsavík ist also kein Produkt der letzten Vereisung der Gegend; sie war schon zu Fels geworden, als die Gletscher der letzteren über sie hinweg schritten, während ihrerseits die untere Moräne vor der Ablagerung der oberen helleren steinhart geworden war.

Daß die Moränen von Húsavík von keinem der ziemlich zahlreichen Besucher von Húsavík und des Crag von Tjörnes erwähnt worden sind, kommt wohl davon, daß diese, wie ja die älteren Moränen überhaupt, als Palagonitbreccien gedeutet wurden; und daran war nichts merkwürdiges oder besonders erwähnenswertes.

Bemerkenswert ist es, daß die Schrammung der unteren Moräne von Lundey nordöstlich gerichtet ist, also keine Abhängigkeit von dem bis 750 m hohen Basalthochlande des benachbarten Tjörnes zeigt. Vielleicht hatte zur Zeit der Schrammung, geschweige denn zur Zeit der Ablagerung der unteren Moräne das östliche Tjörnes noch nicht seine jetzige Höhe erreicht. Es hat sich ja gezeigt, daß die Basaltformation von Tjörnes dem pliocänen Crag aufgelagert ist und glaziale und fluvioglaziale Zwischenlagen führt.¹⁾ (Man verstehe mich nicht so, daß aus der genannten Schrammungsrichtung notwendig auf das Nichtvorhandensein der Tjörnesberge zur Zeit der Schrammung zu schließen sei.)

Die Schrammung ist wohl wahrscheinlich von demselben Gletscher ausgeführt worden, welcher, als er infolge von Abschmelzung ermattete, die obere Grundmoräne hinterließ. Die merkwürdig große Härte und scharf ausgeprägte Zerklüftung auch dieser läßt vermuten, daß sie von jetzt weg-erodierten Basalten bedeckt war. Zweifelsohne sind auf Tjörnes bedeutende Massen von Basalt, welche den Crag vor Gletschererosion schützten, weg-erodiert worden und der Basalt, welcher den Crag noch überlagert, ist ersichtlich nur ein Denudationsrest.

Wie die schöne Glättung und Schrammung zeigt, war die untere Lundey-Moräne schon steinhart, als die obere Moräne ihr aufgelagert wurde. Lange Zeit ist also wahrscheinlich zwischen der Ablagerung der beiden Moränen

¹⁾ Siehe meine vorläufige Mitteilung: The Crag of Iceland. Quart. Journ. geol. Soc. 1906, pp. 712—715.

verstrichen. Aber ob hier von einer Interglazialzeit oder einer kleineren „Schwankung“ zu reden ist, läßt sich noch nicht sagen. Ob weiße Bruchstücke, welche sparsam in der oberen Moräne vorkommen, etwa kleine Fragmente von Molluskenschalen aus zerstörten Meeresschichten sind, muß auch unentschieden bleiben.¹⁾ Erinnert wird man jedenfalls an die ähnlichen wenn auch nicht so großartigen Verhältnisse von Suðurnes unfern von Reykjavík: erhärtete Moräne mit sparsamen, aber sicher erkennbaren Schalenbruchstücken liegt dort geschliffener älterer Moräne auf. Wahrscheinlich sind diese Schalenfragmente der letzte Rest solcher intermoräner — wohl eher „interstadialer“ als interglazialer — Schichten, welche weiter südostwärts an derselben Küstenstrecke in Fossvogur in einigen Metern (bis 3 ½ m) Mächtigkeit auftreten, dort nur von Moränen und anderen sedimentären Bildungen, in Elliðaárvogur aber auch von geschrammten grauen Basalten (= präglazialer Dolerit Thoroddsens und anderer Geologen²⁾) überlagert.

Reykjavík.

Helgi Pjetursson.

Revision einiger Gletschermarken in der Ortlergruppe im Jahre 1905.

Als ich im August und Anfang September 1905 den Geologen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Herrn Dr. W. Hammer auf seinen Aufnahmsarbeiten in der zentralen Ortlergruppe begleitete, folgte ich auch einer Anregung des Herrn Professor Dr. S. Finsterwalder, einige Gletscher daselbst zu besuchen und insbesondere die Marken am Sulden- und Fornogletscher nachzumessen.

Die Marken am Suldenferner wurden ohne mein Wissen in demselben Jahre am 1. und 2. August von Herrn Dr. H. Reishauer (Leipzig) revidiert. Ich konnte daher meine am 30. August und 2. September gemachten Messungen mit den vom genannten Forscher mir zur Verfügung gestellten Messungsergebnissen vergleichen. Es dürfte danach in dem einen, allerdings ziemlich heißen Monat die Zunge des Suldenfernern um einen kleinen Betrag (1 m, höchstens 2 m) zurückgegangen sein. Nach Herrn Dr. H. Reishauer betrug nämlich die Entfernung der von Fritsch 1897 gesetzten Marke auf der linken Seite des Gletschers (Aufschrift: 66,15 m 27. 4. 97 P₂) am 2. August

¹⁾ Ein kleinerer Teil meiner Tjörnessammlung, darunter auch solche Bruchstücke, ging leider verloren.

²⁾ Wie es leicht zu zeigen ist und von mir in verschiedenen Aufsätzen nachgewiesen wurde, entstammen die „präglazialen Dolerite“ Thoroddsens nicht einmal den früheren Abschnitten der Quartärperiode; und doch ist der überwiegende Teil der tatsächlich pleistocänen Basaltformation zum Tertiär gerechnet worden. Wer nicht schon von früher her mit der Lebenszähigkeit falscher Meinungen bekannt wäre, würde mit Verwunderung sehen, wie Geologen, die in jüngster Zeit Island besucht haben, noch fortfahren von den „präglazialen Doleriten“ zu sprechen. Wie lange wird man dieser heute wiederlegten Anschauung noch in der geologischen Literatur über Island begegnen?

1904 41 m bis zum Eis; ich maß am 2. Sept. 42,75 m zum Eis (31,35 m zum Schuttwall mit einzelnen Eiskernen), woraus sich ein Rückgang von höchstens 2 m ergibt, vorausgesetzt, daß beide Messungen richtig sind. Eine neue Marke errichtete ich vor der linken Flanke des Gletschers auf einem weißen Kalkblock vor den ausapernden Innenmoränen. Sie trägt die Signatur: „30./8. 1905“ und war 31,2 m vom Eis entfernt. Ihr Pfeil weist in der Richtung zum Eis auf einen damals 10,5 m vor dem Eisrand liegenden Schieferschliffbuckel. Letzterer erhebt sich am linken Ufer des kleinen Gletscherbaches, der dem linksseitigen Saum des Feners entlang fließt.

Den Fornogletscher hat dagegen Reishauer 1905 nicht nachgemessen, was mir am 31. August und am 1. Sept. gelang, zum Glück unbehelligt von den italienischen Grenzsoldaten, welche 1904 Reishauer und Döhler, sie als Spione verdächtigend, zum sofortigen Abbrechen ihrer Vermessungsarbeiten gezwungen hatten.¹⁾ Da Reishauer 1904 auch die Distanzen der Marken vom Eis nicht mehr messen konnte, läßt sich aus meinen Maßzahlen vom 1. Sept. 1905 kein sicherer Schluß auf die Veränderung der Gletscherzunge ziehen. Es lehrte jedoch ein Vergleich mit einer 1904 aufgenommenen Photographie, welche mir der Wirt des Hotels auf der Fornoalm, Herr Buzzi verehrte, daß auch dieser Gletscher seit 1904 im Rückgang begriffen ist, da an der Stelle des 1904 noch zusammenhängenden Eisrandes im folgenden Jahr Moränenhaufen und Sandkegel (mit Eiskernen) vor dem zurückgewichenen Gletscherrand zur Ausbildung kamen. Ferner ist auch der Gletscherzunge in einer Entfernung von zirka 3—5 m ein deutlicher niedriger Moränenwall vorgelagert, der nach Mitteilungen Buzzi's 1904 hart am Eissaum lag. Er ist auf einer mir von Herrn H. Reishauer zugekommenen photogrammetrischen Aufnahme vom 2./8. 1904 am Gletscherrand noch kaum wahrzunehmen. So hält also beim Fornogletscher der seit 1897²⁾ beobachtete vermutlich ununterbrochene Rückgang an.³⁾ Vielleicht stammt aus 1897 der markante blockige Stirn- oder Moränenwall, dem der Cedehbach eine Strecke weit entlang läuft. Daß der Betrag des seitherigen Rückganges in der fast schuttfreien mittleren Gletscherpartie zwischen den beiden Mittelmoränen natürlich am größten ist (schätzungsweise 40 m), versteht sich von selbst. Der von der rechten Mittelmoräne bedeckte Eisrand liegt jetzt nur zirka 20 m hinter der erwähnten deutlichen Stirn- oder Moräne. Ein Rückgang der linken Gletscherpartie im Betrag von etwas über 25 m seit 1900 ergibt sich aus der Lage des riesigen Schieferblockes, der auch durch die intensiven Fältelungen der Quarzlinsen auffällt und welcher im Jahre 1900 nach Erkundigungen hart am Eisrand sich befand. Das Gletschertor ist seit

¹⁾ Vgl. Mitteil. d. D. u. Oe. A. V. 1904, S. 220.

²⁾ Vgl. Mitteil. d. D. u. Oe. A. V. 1898, S. 260.

³⁾ Doch glaubt Buzzi bereits seit einigen Jahren eine sich immer mehr vergrößernde Anschwellung im oberen Teil der Vedretta del Forno, speziell in dem von Séracs durchsetzten, vom Palon della Mare und vom Monte Vioz kommenden Firngebiet zu beobachten.

1904 besonders in der linken Partie weiter eingebrochen. Ich teile nun die Ergebnisse meiner Markennachmessungen mit:

1. Entfernung der Marke auf einem gerundeten grauen Kalkblock (mit der Aufschrift „4. 8. 97“) gleich südlich von dem Steig zur Malga del Forno am rechten Ufer des Cedehbaches, kurz bevor die Brücke über diesen Bach erreicht wird, zum blanken Eis der rechten Mittelmoräne 83,5 m (1897 37 m¹⁾).

2. Entfernung des etwas unterhalb obiger Marke, gleichfalls rechts vom Cedehbach gelegenen plattigen Markenblocks (mit der Aufschrift „2. 8. 04“) in der Pfeilrichtung zum Gletschertor 119,0 m (Maßzahl von 1904 unbekannt).

In Anbetracht der schon bedeutenden Entfernungen der Marken vom Eis und der sehr zeitraubenden Messung der Distanzen im buckeligen, vom wasserreichen Cedehbach überdies durchflossenen Moränenterrain setzte ich eine *n e u e M a r k e* jenseits (links) vom Cedehbach auf einer großen Schieferplatte in geringer Entfernung vom Gletscherrand, um in Zukunft auch die geringen Schwankungen der Gletscherzunge sicher messen zu können. Zur leichteren Auffindung trägt sie einen Steinmann. Ihre beiden Richtungspfeile zeigen zur blanken Eispartie nördlich vom Gletschertor (Entfernung zum Eis 24,2 m) und zum schuttbedeckten Eis der rechten Mittelmoräne (Entfernung 16,6 m).

Auch vor der linken, bisher mit Marken noch nicht versehenen Gletscherflanke wurde auf der Plattform des bereits erwähnten riesigen Schieferblocks mit den schönen Fältelungen eine *n e u e M a r k e* angebracht, deren Entfernung zum blanken Eis 27,1 m und zum nächsten schuttbedeckten Eis 10,6 m betrug. Sie ist für den Fall eines Vorstoßes durch eine 45 m in der angegebenen Pfeilrichtung talauswärts gelegene Reservemarke auf einem großen Block versichert, der also 72,1 m vom Gletscherrand entfernt war.

Schließlich markierte ich noch die linke Partie der zur Ferdinandshöhe auf dem Stilfser Joch herabreichenden Zunge des *E b e n f e r n e r s* durch zwei Steinmänner; betreffs ihrer Lage und Entfernung vom Eis sei auf das von Herrn K. D ö h l e r vorbereitete Verzeichnis der Gletschermarken seit 1896 verwiesen.

Schließlich ließ sich beim Vergleich meiner photographischen Aufnahme des *M a d a t s c h f e r n e r s* vom 5. August 1905 (Standpunkt: Cantoniera del bosco an der Stilfserjochstraße) mit einer mir von Herrn H. R e i s h a u e r freundlichst zugeschickten vom August 1904 (Standpunkt derselbe) ein ziemlich stationärer Stand des Gletschers oder vielleicht ein kleiner Rückgang seit 1904 erkennen. Die beiden breiten Halbtrichter auf der Eiszunge, in denen das oberflächliche Schmelzwasser zum Gletscherrand abfließt und durch welche die Zunge ein stark eingefallenes Aussehen erhält, haben keine sichtliche Veränderung erfahren.

Wien.

Dr. G u s t a v G ö t z i n g e r.

¹⁾ Fritzsches, Gletscherbeobachtungen in der Ortlergruppe. Mitteil. d. D. u. Oe. A. V. 1898, S. 260.

Untersuchungen am Hintereisferner 1906. Die Arbeiten, welche im letzten Sommer am Hintereisferner ausgeführt wurden, bestanden zunächst in einigen Ergänzungen zu den Vermessungen im allgemeinen und erstreckten sich in der Hauptsache auf die neuerliche Einmessung der Geschwindigkeitsmarken auf der Gletscherzunge und im Firn, deren Zahl im ganzen weit über 100 beträgt. Damit ist die Verteilung der Geschwindigkeit auf dem größten Teil der Gletscheroberfläche für den Zeitraum 1905—06 ermittelt. Gleichzeitige Messungen an Holzstäben, die 1905 ins Eis eingesteckt wurden, ergaben die Beträge der Ablation an etwa 20 Punkten der Zunge und an mehreren Firnsignalen den Betrag der Akkumulation. In den obersten Firnlagen wurden einige Temperaturmessungen gemacht, welche später fortgesetzt und weiter ausgedehnt werden sollen.

Dank einer Subvention der Sektion Nürnberg und besonderer Aufwendungen des einen von uns (B.) waren wir in der angenehmen Lage den Herren C. Bernard (Annecy) und G. Flusin (Grenoble), welche vom Ministère de l'Agriculture in Frankreich entsandt wurden, um unsere Gletscherbohrungen zu besichtigen, die Ausführung von 2 Tiefbohrungen zu zeigen. Diese wurden in einem bei 2750 m Höhe, 3,5 km vom Gletscherende entfernten Querschnitt auf der linken Seite des Gletschers (Langtauffererjoch-Zufluß) angestellt und ergaben 88 m vom Rand eine Eistiefe von 92 m und 120 m vom Rand eine solche von 81 m. Es ist aus mehreren Gründen erwünscht, die Zahl der Bohrungen in diesem Querschnitte beträchtlich zu vergrößern. Insbesondere scheint es notwendig, die Bohrung an der zweiten, eben angeführten Stelle zu wiederholen, um sicher zu stellen, ob hier wirklich der Grund des Gletschers weniger tief liegt als näher am Rande, oder ob eine Täuschung bei der diesjährigen Auslotung unterlief. Hoffentlich befinden wir uns in den folgenden Jahren in der glücklichen Lage, daß wir die z. T. über 300 m Tiefe reichenden Bohrungen in diesem Profil, das durch die Region maximaler Geschwindigkeit führt, mit einer durch Motor getriebenen Pumpe ausführen können. Dann wird es möglich sein, die Strömung in der Hintereisferner-Zunge mit großer Sicherheit zu verfolgen und dadurch die Grundlage für eine zuverlässige physikalische Theorie der Gletscherbewegung zu schaffen.

Neben diesen Untersuchungen wurden durch den Einen von uns auf der großen Mittelmoräne des Hintereisfernens an 4 Stellen, sowie auf Moränen des Hochjochfernens und des Vernagtfernens die seit 1905 ausgeschmolzenen Schuttmengen bestimmt, wodurch weitere Beiträge zur Ermittlung des jährlichen Erosionsbetrages dieser Gletscher erhalten wurden.

Dem verehrl. Zentral-Ausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereins, der die Hauptkosten unserer diesjährigen Arbeiten deckte, sei auch an dieser Stelle der geziemende Dank ausgesprochen.

Blümcke, Heß.

Einige Gletscherspuren aus dem Fogarascher Gebirge (südliches Siebenbürgen). Seit etwa 25 Jahren kennt man von der Südgrenze Siebenbürgens Spuren der Eiszeit. *Lehmann*¹⁾ gebührt das Verdienst sie gefunden und zuerst gewürdigt zu haben. Seine Beobachtungen blieben zwar nicht unbestritten, haben sich aber seither Geltung verschafft; sie beziehen sich vorwiegend auf die Hochregion. An mehreren Stellen seiner Publikationen spricht er aus, daß die Gletscher gewiß über die untersten von ihm beobachteten Moränen noch hinabreichten. Er erkannte dann, offenbar unter dem Einflusse der neueren alpinen Glazialforschung, tiefer herabreichende Trogformen.²⁾ Er pflichtete jedoch nicht der von *Herbich*³⁾ geäußerten Vermutung einer Vergletscherung des Gebirges bis in die Altebene hinaus bei. Er hebt mit Recht die Schwierigkeit der Untersuchung in einem petrographisch gleichartigen und z. T. mit dichten Waldungen bedeckten Gebiete hervor. So ist man heute wohl über die Tatsache der Vergletscherung, aber noch nicht über die größte Ausdehnung der Gletscher und über die genauere Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze orientiert. Gelegentlich eines dienstlichen Aufenthaltes in Siebenbürgen machte ich einen kurzen Ausflug in das Fogarascher Gebirge. Da ich von eingehenden Studien absehen mußte, wollte ich nur eine knappe Übersicht gewinnen.

Die Beobachtungen setzen am Alt, an den Schotterterrassen ein.⁴⁾ Die Bodenfläche, auf der das Dorf Kerz steht, fällt als Terrasse von 2 m Höhe gegen den Alt ab; ihr angelagert ist unmittelbar über dem Wasserspiegel ($\frac{1}{2}$ m) ein schmaler Terrassenstreifen. Südlich von Kerz am Riu Cartişoarei ist letztere Terrasse nur mehr angedeutet, erstgenannte erhebt sich über sie $\frac{3}{4}$ m. Darüber stellen sich zwei neue Terrassen mit relativen Höhen von $1\frac{1}{2}$ m (30 cm Verwitterungsdecke) und 4 m ein. Ein Aufschluß zeigt die untere der oberen angelagert, sie sind also verschieden alt. Bei der Straßenbrücke südlich von Unter-Kerz trifft man die genannten 4 Terrassen und über der höchsten noch eine um 2 m höhere. Die unterste löst sich hier in zwei nur durch sehr geringe Höhenunterschiede getrennte Terrassenstreifen auf. Diese 5—6 Niveaus treten auch in Ober-Kerz an das Bachbett. Die höchste Terrasse ist hier 8 m über dem Bache; der Abstand ist also gegenüber Unter-Kerz um 2 m größer geworden. Die drei untersten Terrassen

1) *P. Lehmann*: Beobachtungen über Tektonik und Gletscherspuren im Fogarascher Gebirge. Ztsch. d. D. geol. Ges. 1881. S. 109—117. — *P. Lehmann*: Die Südkarpathen zwischen Retjezat u. Königstein. Ztsch. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1885, S. 346—364.

2) *P. Lehmann*: Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den transsilvanischen Alpen. Jahresber. d. Geogr. Ges. z. Greifswald 1903—05, S. 22.

3) *Herbich*: Schieferkohlen von Freck in Siebenbürgen. Verh. d. k. k. geol. Rechtsanstalt 1884, S. 248.

4) Vgl. hierzu Blatt 23 XXXI der Spezialkarte der österreich-ungarischen Monarchie 1:75 000.

liegen bei Ober-Kerz knapp übereinander und tragen Weiden (dritte) und Grasnarben mit Geröll (zweite und erste). Nahe am Gebirgsfuße taucht aus der höchsten Terrasse noch eine 3 m höhere auf. Bis zur Mündung des Val Arpaşelul steigen die Terrassenflächen rasch an mit Stufenhöhen von 15 m, 8—10 m, 5—6 m; 1—1½ m, ½ m, ¼ m (bei den untersten 3 Terrassen beziehen sich die Angaben, wie im folgenden auf den Bachspiegel). Eine ganz ähnliche Situation stellt sich an der Mündung des Cartişoarei-ales ein (14 m, 6 m, 3 m; 1.5 m, ¾ m, ¼ m, eine siebente, unterste angedeutet), sowie an der Mündung des Riu mare (Terrassengliederung um Cote 499 der Spezialkarte: 25 m, 6 m; 2 m, 1 m, ½ — ¼ m).

Die obersten dieser Terrassen breiten sich am Gebirgsfuß fächerförmig aus, die tieferen sind in Einschnitten der oberen streifenförmig gelagert. Diese zertalte Schotterfläche besitzt modellartige Regelmäßigkeit und erfüllt den Raum zwischen dem Gebirgsfuße und dem Alt, der vom Gebirge hinweg an den Südfuß des tertiären Hügellandes geschoben erscheint. Diese Schotterplatte ist diluvialen Alters und besteht daher aus den Schwemmkegeln der alten Gletscher. Ein ähnliches Profil wie am Riu mare wurde bereits am Rande der Steiner Alpen gefunden (Mündung des Feistritztales: 34 m, 10 m; 7 m, 2.5 m, 1 m; bei Stein: 15 m, 9 m; 6 m, 3 m, 1 m).¹⁾ Wie dort liegen wohl auch hier in den untersten drei Stufen Stadialterrassen, in den beiden oberen Hoch- und Niederterrassen vor. Die 25 m hohe Terrasse am Riu mare trägt eine 2 m mächtige Lehmdecke und man wäre versucht, sie für jüngere Decke zu halten. Da jedoch hier drei Gerinne zusammentreffen, hat man es wohl mit einer Stauung der Schotter in die Höhe zu tun. Auch hat H e r b i c h ²⁾ südlich von Freck Schotter von 60 m Mächtigkeit gefunden, die er freilich noch als postglazial bezeichnete. Höhere Schotter liegen auf dem Landskronberge bei Talmesch (519 m; Gipfelkappe etwa 60 m mächtig); dieses Niveau erscheint jenseits einer alten Talrinne als Stufe auf dem Wartberge (569 m); es tritt nördlich der Eisenbahnbrücke von Talmesch auf und streicht in Gehängestufen in den Roten-Turmpaß hinein. Höhere Schotterreste dürften auch in Form von mehr oder minder reduzierten Riedeln zwischen den Gerinnen der Schotterplatte vorhanden sein. Die Schotterplatte wiederholt in kleinem Maßstabe charakteristische Züge des deutschen Alpenvorlandes. Dagegen fehlen dessen Zungenbecken am Gebirgsfuße, da alle Terrassen diesen erreichen und rasch ansteigend in die Talmündungen eintreten: ein Beweis, daß die Gletscher im Gebirge endeten.

Im Gebirge ließen sich über der mit einem Wasserfalle geschmückten Stufe südlich der Buleahütte niedere Terrassen verfolgen. Der Bulea See

¹⁾ Lucerna: Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geograph. Jahresbericht aus Österreich 1906. S. 29, 30 u. 54.

²⁾ a. a. O.

liegt in einer Felswanne; eine Felsschwelle mit Rundhöckern schließt sie im Norden ab. Erst im Süden der Paltina stieß ich, als sich der Nebel etwas lichtete, auf eine große Endmoräne, östlich von einer rumänischen Alphütte. Die geschätzte Höhe von 1900 m weist sie der Stadialzeit zu. Südwärts folgt eine zweite Stufe und in der Tiefe ein geräumiges Trogtal mit ausnahmsweise breiter Sohle. Ein weiteres und zwar jüngeres Stadium repräsentiert ein Schuttwall, der den kleinen Bergsee bei Cote 2147 m abschließt (Höhe 2100 m). — In den tieferen Teilen des Kares WNW vom Negoï liegen zwei Stufen übereinander. Beide sind von Moränen besetzt und tragen von diesen abgegrenzte Wannen, deren Schotterausfüllung der Bach reich verzweigt überrieselt. (Geschätzte Höhen 1800 m, 1650 m.) Südwärts steigt eine weitere Felsstufe empor, über die ein Wasserfaden herabhängt. Faßt man die genannten Wälle als Gschnitz- und Daunmoränen auf, so würde in der letztgenannten Stufe die Andeutung eines noch höheren, jüngeren Stadiums vorliegen, wie denn auch die unterste Stadialterrasse im Vorlande hie und da eine Zweiteilung verriet. — Südöstlich unter der neuen Negoischutzhütte liegt im Tale eine flachgewölbte, blockbestreute Mittelmoräne von 200 Schritt Länge und 2—4 m Höhe. Sie stößt oben an einen Querwall an und stammt wohl von dem Felsaste nordwestlich unter dem Negoï, der zwei Kare trennt. Man kann hier an das Bühlstadium denken. (Geschätzte Höhe 1350 m.) Drüber empor erheben sich die Trogränder noch 120—150 m über der wenig breiten Sohle des Tales und senken sich rasch. Nordöstlich der neuen Negoischutzhütte ist der Trog nur mehr 50—70 m tief. Auf seiner engen, vom Bache 8 m tief durchschnittenen Sohle führt ein Holzfällerpfad über einen Gletscherschliff. Er liegt in etwa 1200 m, ist 6 m lang und 2 m breit. Er wird von einer breiten Rinne und vielen Rißlinien durchzogen, welche unter der abgeräumten Erde fast rezente Frische zeigen. Unweit davon ist Lehm mit Geschieben und Schutt aufgeschlossen.¹⁾ Auch das westliche Nachbartal hat Trogform; doch liegen die Trogränder, entsprechend dem weniger hohen Einzugsgebiete, der Sohle näher als vorhin. In beiden Fällen verlieren sich die Trogränder im Walde vor der Vereinigung der Bäche (letztere bei 900 m). Eine Vereinigung der beiden Gletscher hat anscheinend nicht stattgefunden. Einem Ende des Gletschers in 1000—1100 m Höhe würde aber eine Schneegrenze von rund 1700 m entsprechen, ein Wert, der sich innerhalb der von Lehmann auch für westliche Gebirgsteile angenommenen Grenze (1500 bis 2000 m) hält und mit seinem für den Surian angenommenen Wert von wenig über 1650 m fast zusammentrifft.²⁾ Die bisherige Annahme, daß die eiszeitliche Schneegrenze am Südostrande der Monarchie merklich höher lag als am Südostende der Alpen, kann kaum mehr bezweifelt werden. Die

¹⁾ Prof. Phelps in Hermannstadt hat gleichfalls einen Gletscherschliff in diesem Gebirge an anderer Stelle gefunden.

²⁾ Lehmann 1885 S. 363.

Vereisung hat sich in engeren Grenzen als bei ähnlich hohen Gruppen in den östlichen Alpen gehalten.

Daß die Gletscher den Gebirgsfuß nicht erreicht haben, hat wenigstens für die Riß- und Würmeiszeit das Verhalten der gleichalterigen Schotter gezeigt. Daß dies auch für die beiden älteren Eiszeiten zutrifft, ist wahrscheinlich. Denn deren Eisströme wichen in ihrer Ausdehnung nicht allzusehr von denen der beiden jüngeren Eiszeiten ab, und andererseits bieten die Schieferkohlen von Freck hierfür einen Fingerzeig.

Die Lagerungsverhältnisse dieser diluvialen Kohlen besprach *Herbich* (l. c.). Die erhaltenen Pflanzenreste bestimmte *Staub*¹⁾ und stellte damit das diluviale Alter der Kohlen fest. Während sie *Herbich* noch für interglazial hielt, weisen die Pflanzenreste auf eine Mischflora, zusammengesetzt aus glazialen Elementen und solchen der Ebene. *Pax*²⁾ schildert einen See inmitten eines Moores, aus dem die Kohlen entstanden, und erwähnt das Gedeihen von Alpenrosen auf den Geröllflächen des benachbarten Gletscherbaches. Die Pflanzengesellschaft weist auf rauheres Klima, als es heute in der Gegend herrscht; sie gelangte nicht allzufern von Gletscherenden zur Entwicklung. Da nun die Frecker Schieferkohle von einer 60 m mächtigen Geröllschicht überlagert wird, die, wie bemerkt, vermutlich in das ältere Diluvium zu stellen ist, so endeten die Gletscher auch in den älteren Eiszeiten, wenigstens zur Bildungszeit der Kohle, im Gebirge. Die damit berührten Verhältnisse sind aber hierdurch noch nicht geklärt. Denn man könnte annehmen, daß die Bildungszeit der Frecker Kohle nicht mit einer Eiszeit, sondern mit einem Stadium einer älteren Eiszeit zusammenfällt. Die Wanne, in der Moor und See lagen, könnte dann als Zungenbecken eines früheren, größeren Gletschers aufgefaßt werden, dessen Endmoränen von mächtigen jüngeren Schottermassen bedeckt sein würden. *Herbich* hebt tatsächlich „anscheinend im Liegenden der Kohle“ eine Blockablagerung hervor, in der alle Gesteine des benachbarten Gebirges gegenüber dem Quarze zurücktreten. Dessen Blöcke aber besitzen nach *Herbich* gerundete Kanten, scharfe, gerade Streifen, während die Zwischenräume poliert erscheinen. *Herbich* spricht offen von Gletscherwirkungen. Diese Verhältnisse bedürfen noch sehr der Aufhellung und könnten vielleicht Tatsachen ergeben, die für einzelne Punkte der gesamten Eiszeitlehre von Belang wären.

Auch andere Blockablagerungen wurden mit einer größeren Ausdehnung der Gletscher in Verbindung gebracht. *Herbich* erwähnt ein Haufwerk von Schieferplatten im Hangenden der genannten Geröllschicht. *E. A. Bielz*³⁾

¹⁾ *Staub*: Ein Beitrag zu den Schieferkohlen von Freck in Siebenbürgen. Verh. d. g. ARA. 1884, S. 306.

²⁾ *Pax*: Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Karpathen. I. Bd. 1898. S. 239, 240.

³⁾ Briefliche Mitteilungen an *Lehmann*, 1881.

fand im Diluvialschotter der Altebene aus eckigen Blöcken bestehende Trümmernmassen. *Primics*¹⁾ erwähnt von einer Lokalität südlich von Breaza einen Hügel, der eine Endmoräne sein könnte. Ein Schutthügel liegt in der Mündung des Arpaşelultaes nördlich der Casa Luncei.

Diesen immerhin spärlichen und unsicheren Anzeichen gegenüber liegt ein Hauptargument für eine weit geringere Ausdehnung der Gletscher im ganzen Eiszeitalter in der Konfiguration des Gebirges selbst.

Die Quertäler durchschneiden in wenig schwankenden Abständen den Nordabhang. Die beobachteten Tröge sind eng. Die Entfernung der Wurzelpunkte der Querkämme am Hauptkamme sind nicht größer als weiter unterhalb. Es fehlt eine kräftige Ausweitung des Geländes im Bereiche der alten Firnmulden. Die fluviatile Anlage des Reliefs ist trotz der scharf hervortretenden glazialen Bearbeitung des Hauptkammes und der obersten Teile der Seitenkämme weniger verwischt, als in gleich hohen Gruppen der Alpen. Vermutlich endeten die eiszeitlichen Gletscher auf der Nordseite des Fogarascher Gebirges nahe einer Linie, die man in der Mitte zwischen Hauptkamm und Gebirgsfuß, etwa parallel zu beiden, sich gezogen denken kann. Die Gletscher, die diese Linie erreichten oder sie gar überschritten haben, dürften in der Minderzahl stehen. Die genaue Feststellung dieser Verhältnisse, die sorgfältige Aufnahme der ungewöhnlich klaren Terrassierung sind weiterer Forschung vorbehalten. Es kann aber schon heute gesagt werden, daß die Aufeinanderfolge der glazialen Vorgänge in diesem Gebirge im allgemeinen der in den Alpen festgestellten²⁾ entspricht.

Für die Beschaffung einschlägiger Literatur, für manchen das Gebirge betreffenden wertvollen Wink danke ich besonders den Herren M. G. Kovács in Klausenburg und Prof. Phelps in Hermannstadt.

Dr. R. Lucerna.

Rezente Firnfelder und alte Gletscherspuren im Tarbagatal. In einem Brief an Herrn Dr. M. Friedrichsen über die Resultate seiner Reise im Gebiet des Tarbagatai im Sommer 1905 berichtet Professor W. A. Obrutschew über Gletscherspuren das Folgende:³⁾

„Was die frühere Vergletscherung anbelangt, so habe ich deren Spuren im Saur gefunden, wo früher in jedem Tale des Südhangs große Gletscher, 10—15 km lang, bis zum Südfuß des Gebirges herauskamen; jetzt sind in diesen Tälern nur Firnflecken hoch oben an den Wänden und hier und da ein kleiner Jochgletscher vorhanden; prachtvolle Moränen und Kare beweisen die frühere, viel großartigere Entwicklung der Gletscher. In den nördlichen Tälern (die ich nicht gesehen habe) müssen die Gletscher viel größer gewesen

1) zitiert bei Lehmann, 1881.

2) Penck-Brückner: Alpen im Eiszeitalter.

3) In Petermanns Mitteilungen 1906, S. 42 von M. Friedrichsen in Übersetzung mitgeteilt.

sein, da diese Täler viel länger sind und die Abdachung des Gebirges nach N sanft, nach S aber sehr steil ist, und die großen Firnmulden hauptsächlich nach N drainiert werden mußten. Im Barlyk sah ich keine Gletscherspuren (der höchste Teil der Zentralkette, wo jetzt Firnflecken übersommern, blieb leider unbesucht); in den höheren Teilen des Tarbagatai ist eine Vergletscherung auch wahrscheinlich, aber in viel geringerem Maße als im Saur.“

Perennierende Schneeflecken am Ben Nevis in Schottland. Rev. R. F. Dansey hat kürzlich vom Ben Nevis (1343 m), dem höchsten Gipfel Schottlands, kleine perennierende Schneeflecken beschrieben, die er als Gletscher oder doch als gletscherartig deuten möchte. V. H. Gatty hat diese Schneeflecken im Juli und dann im September 1905 einer Untersuchung unterzogen.¹⁾

Im September, also zu einer Zeit, wo man annehmen darf, daß die Schneeflecken ihr räumliches Minimum erreicht hatten, war ein großer Schneefleck, den Dansey nach Beobachtungen im August 1904 als 100 m lang und 50 m breit schildert und der nach ihm seit Menschengedenken nicht weggeschmolzen sein sollte, völlig geschwunden. Dagegen bestand in der Observatoriums-Schlucht, einige 200 bis 250 m unterhalb des Gipfels ein Schneefeld, 100 bis 150 m lang, 60 m breit, das sich von 1160 bis 1100 m Höhe erstreckte. Seine Mächtigkeit betrug am oberen Ende 3—4 m, am unteren etwa $1\frac{1}{2}$ m. Der größte Teil der Masse bestand aus Eis wechselnder Härte; Schnee trat ganz zurück. Gatty zweifelt nicht daran, daß dies Schneefeld mehrere Jahre alt ist. Irgend ein Schluß auf die Höhe der klimatischen Schneegrenze läßt sich natürlich nicht ziehen, da perennierende Schneeflecken in schluchtartigen Tälern bei Nordexposition weit unterhalb der Schneegrenze auftreten können.

Gatty schildert, wie die Schneefelder, die im Frühsommer noch in vielen Schluchten des Ben liegen, den Aufbau niedriger Schuttwälle veranlassen, die an Stirn moränen erinnern: Trümmer, die von den Gehängen abstürzen, rutschen über die steil geneigte Schneefläche ab, die den Hintergrund des nischenartigen Tales erfüllt, und sammeln sich am unteren Ende des Schneefeldes. Wenn auch der Schnee im Spätsommer ganz schwindet, so wiederholt sich doch der Vorgang jedes Jahr und so baut sich ein moränenartiger Wall auf. Gelegentlich beobachtete ganz frische Bruchflächen an den eckigen Trümmern solcher Wälle lehren deren rezente Entstehung. Auch in den Alpen treten, wie nebenbei bemerkt sei, solche moränenartige Wälle, die durch nicht perennierende Schneefelder aufgebaut werden, nicht selten auf.

Ed. Brückner.

¹⁾ The Glacial Aspect of Ben Nevis. Geographical Journal XXVII (1906), S. 487—492. Mit 4 Abbildungen.

Literaturbericht.

A. Jessen, Beskrivelse til Kortbladene Aalborg og Nibe (nordlige Del). Danmarks geologiske Undersøgelse, I. Række, No. 10. Med 3 Kort, 5 Tabeller samt en fransk Résumé. København 1905, 193 pag. 80.

Im vorliegenden Bande von „Danmarks geologiske Undersøgelse“, deren erste Reihe die erläuternden Texte zu der langsam fortschreitenden geologischen Kartierung des Landes im Maßstab 1 : 100 000 enthält, behandelt A. Jessen das Gebiet des südöstlichen Vendsyssel nördlich des Limfjords. Den Untergrund der quartären Ablagerungen bildet überall die in Mächtigkeiten bis über 300 m auftretende senone Schreibkreide in sehr verschiedenen Niveaus. Die Diluvialbildungen sind entweder geschichtete fluvio-glaziale Tone, Sande und Schotter, Ablagerungen der Schmelzwasser vor oder unter dem Inlandeis, oder Moränen. Die geschichteten Diluvialsande setzen zumeist die höher gelegenen Teile des Landes zusammen mit meist regelmäßiger, selten durch Eisdruck gestörter Schichtung und Pflanzenresten sowohl borealer als arktischer Typen auf sekundärer Lagerstätte. Außer diesen untern Sanden, die mit der Hauptmasse der geschichteten Tone einen Komplex bilden, treten noch Sande in höherem Niveau auf, die dem letzten Vorrücken des Eises in Vendsyssel angehören und zumeist NW.—SO. streichende Wellen, dem alten Eisrand entsprechend, oder isolierte Hügel bilden, als Ablagerungen in Löchern oder Hohlräumen des Eises. Die diluvialen Kiese enthalten vielfach gerollte marine Mollusken sehr heterogenen Charakters. Die Moränenablagerungen sind neben der echten Grundmoräne, die aber hier an Verbreitung zurücktritt, zumeist geschiebereiche Sande, die fast überall eine dünne Decke der höheren ebenen Teile des Landes bilden und als Oberflächenmoräne aufzufassen sind. Die erratischen Blöcke sind vorwiegend ostnorwegischer oder westschwedischer, seltener baltischer Herkunft; doch sind diese in den obern Diluvialablagerungen neben den norwegischen Blöcken recht häufig, wie überhaupt im ganzen westlichen und nördlichen Jütland, so daß dieses einmal auch von einem älteren baltischen Eise ganz bedeckt gewesen sein muß. Doch muß zum mindesten Vendsyssel später noch einmal von einem von N. oder NO. kommenden, also norwegischen Eisstrom überflutet gewesen sein, dessen deutliche Spuren Verfasser in einem Endmoränenwall sieht, der von Dronninglund gegen NW. und N. bis halbwegs zwischen Hjørring und Frederikshavn zieht und dann gleichfalls bogenförmig gekrümmt nach NW. bis Hirshals zu verfolgen ist. Ihn kennzeichnet das Vorwiegen nordischer Geschiebe. Von ihm war durch eine Interglazialzeit der letzte baltische Eisstrom getrennt, der der Ostseesenke folgend von SO. her die dänischen Inseln und das südöstliche Jütland bedeckte und die bekannten Endmoränen zwischen Randbøl und Vamdrup hinterließ. Das gleichzeitige skandinavische Eis erreichte Dänemark nicht mehr, sondern machte an den tiefen Rinnen des Skagerrak und des nörghlichen Kattégat Halt. Durch die Unterscheidung dieser zwei Eisströme, des älteren von Norwegen bis zur Endmoräne Dronninglund-Hirshals, und des jüngeren baltischen bis zur Linie Vamdrup-Randbøl stellt sich der Verfasser in Gegensatz zu der Theorie von U s i n g (vgl. u. a. dessen Danmarks Geologi, D. G. U. III. Række No. 2, 1904), wonach diese beiden Endmoränenzüge gleichaltrig sind und der letzten

Vereisung angehören. Nach Jessen beweist vielmehr der gleichartige Charakter der sandigen Moränen von Vendsyssel und der aus den Heideflächen von Westjütland aufragenden „Inselhügel“ (Bakkeøer), das übereinstimmende Verhältnis nordischer und baltischer Blöcke und die Ähnlichkeit der Terrainformen, daß die letzte Eisbedeckung von Vendsyssel und die des westlichen Jütland gleichzeitig waren, also einer vorletzten Eiszeit angehören und durch eine Interglazialzeit vom letzten baltischen Eisstrom getrennt waren, der an der Linie Vamdrup-Randbøl Halt machte und dem in Vendsyssel keine Eisbedeckung von N. her mehr entspricht. Vor der Endmoräne Vamdrup-Randbøl haben sich nun als gleichzeitige fluvioglaziale Bildung die westjütischen Heidesande abgelagert; nach den Untersuchungen von Hartz enthalten die Torfmoore vor der Moräne eine unzweifelhaft interglaziale Flora, die auf ein milderes Klima schließen läßt. Da nun die Endmoränen von Vamdrup aus sich nach Schleswig mit dem gleichen Habitus fortsetzen und ein Glied des großen baltischen Endmoränengürtels bilden, kann dieser nicht mehr, wie dies in Norddeutschland noch zumeist geschieht, als eine Rückzugsmoräne aufgefaßt werden, sondern müßte als Endmoräne der letzten Eiszeit gelten, also mit den Würmmoränen der Alpengletscher gleichaltrig sein.

Die spät- und postglazialen Bildungen sind in dem hier behandelten Gebiete in der in Vendsyssel üblichen Weise entwickelt. Auffallend ist aber die Fossilarmut der spätglazialen Yoldientone, die sonst eine ziemlich reiche arktische Molluskenfauna bergen. Nach des Verfassers Meinung bespülte ein aus dem baltischen Becken kommender und von den Schmelzwässern gelieferter Süßwasserstrom die Küste des östlichen Jütland in der Gegend des Limfjords und unterdrückte hier die marine Fauna, während sie sich über dem stärker gesenkten nördlichen Vendsyssel reicher entwickeln konnte. Die alten Ufer dieses Yoldienmeeres sind an Kliffs und Strandlinien deutlich verfolgbar; sie beweisen die größte seither erfolgte Hebung im NO. des Blattes Aalborg mit 35—36 m, bei Nørre Sundby mit 20—21 m und dann eine rasche Abnahme gegen W bis auf 11 m bei Øland. Die Torfmoore der nun folgenden Anzylus-Hebungsperiode mit *Pinus silvestris* liegen in dieser Gegend 2—5 m unter dem heutigen Meeresspiegel; das Land lag also damals etwas höher als heute, der Limfjord war ein tiefer gewundener Fluß, der bei seiner Mündung in den Kattegat bei Hals ein Delta aufschüttete und sich in drei Arme teilte, die als Rinnen in den submarinen Sandbänken noch erhalten sind. Aus der Litorina-Tapes-Senkungsperiode stammen Ausfüllungen alter Kattegatfjorde und küstennahe Sand- und Kiesablagerungen; auch die alten Uferlinien des Litorinameeres senken sich von O nach W, von 9.5 m im östlichen bis auf 6 m im westlichen Teile dieses Gebietes. Eine breite Verbindung mit der Nordsee bestand hier nicht, da westlich von Lerup und Haverslev gewisse Arten der Nordsee vorkommen, die östlich davon fehlen. Dieser Zeit gehören ferner mehrfache Spuren des Menschen in den Køkkenmødingern mit nicht polierten Steinwerkzeugen an.

M a c h a c e k.

R. Hoernes: Untersuchungen der jüngeren Tertiärablagerungen des westlichen Mittelmeeres. II. Reisebericht. Sitzungsberichte der K. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathem.-naturwissensch. Klasse. 1905. Bd. CXIV. S. 637—660.

Der Aufsatz bringt die Ergebnisse der Reise des Verfassers auf den Balearen. Die Gliederung des Tertiärs kann hier füglich übergangen werden; hochinteressant sind die Ausführungen über das marine Quartär.

Bei Palma stehen, teils über, teils unter dem Meer, grobe Konglomerate an mit einer reichen Quartärfauuna, *Strombus mediterraneus*, *Cardium rusti-*

cum usw. Darüber liegt ein Sandstein mit *Helices*, der Maréssandstein. Die Versteinerungen aus den Konglomeraten zeichnen sich durch ihre Dickschaligkeit aus, was beim *Strombus mediterraneus* besonders auffällt; der Verfasser hat Exemplare gesammelt, welche an Größe, Dickschaligkeit und kräftiger Skulptur vollkommen dem im Atlantischen Ocean lebenden *Strombus bubonius* gleichen. Es trägt die ganze Ablagerung einen subtropischen, dem heutigen Mittelmeer fremden Charakter.

E. S u e s s unterscheidet bekanntlich 4 Mediterranstufen, von denen die dritte dem Pliocän angehört, die 4. durch das Auftreten der „nordischen Gäste“ gekennzeichnet ist. Es liegt der Gedanke nahe, dieses Eindringen nordischer Gäste mit dem Beginn der Eiszeit zu parallelisieren; doch hängt der Zeitpunkt des Eindringens von einem lokalen Ereignis, dem Einbruch der Straße von Gibraltar, zusammen. Dennoch ist es wahrscheinlich, daß das Erscheinen nordischer Gäste mit einer Kälteperiode zusammenfällt. Da wir aber wissen, daß es mehrere Eiszeiten gegeben hat, so liegt es nahe, die quartären Meeresbildungen mit *Strombus mediterraneus*, der ein subtropischer Gast im Mittelmeer ist, einer wärmeren Zwischeneiszeit zuzuweisen. Der Verfasser zieht die Möglichkeit in Betracht, durch genauere Verfolgung der verschiedenen Niveaus der über dem heutigen Meeresspiegel auftretenden quartären Meeresablagerungen des Mittelmeeres und durch eine sorgfältige vergleichende Untersuchung ihrer Fauna zu einer schärferen Gliederung, vielleicht sogar zu Parallelen mit den auf dem Festland durch die wiederholten Vereisungen festgestellten Zeitabschnitten zu gelangen.

Den oben erwähnten Maréssandstein sieht der Verfasser als Deltabildung an.

Graz.

Dr. Franz Heritsch.

A. Ludwig: Über glaciale Erosion und über die Ursachen der Eiszeit. Jahrbuch der St. Gallischen naturwissenschaftlichen Gesellschaft 1905. 40 S.

Verfasser ist Anhänger der Glazialerosion und glaubt nicht, daß die großen Formen der Täler präglazial sind; auch die großen Bergformen führt er auf Gletscherarbeit zurück. Mit H e s s glaubt er im Gegensatz zu P e n c k - B r ü c k n e r an eine äußerst hohe Lage der präglazialen Talböden. Er übersieht, daß H e s s mit seinen Talböden Unrecht hat; denn hätte der präglaziale Talboden bei Innsbruck etwa in 2000 m Höhe gelegen, so müßte von da abwärts ein riesiges Gefälle geherrscht haben, was mit dem Mittelgebirgscharakter der Alpen und mit dem der sicher präglazialen Peneplain des Vorlandes nicht vereinbar ist. Aus der angenommenen hohen Lage der Talböden und der dadurch bedingten massigeren Gestalt der Alpen schließt der Verfasser, daß man zur Erklärung der Eiszeiten nicht an Klimaänderungen im Sinne der Abwechslung von wärmeren Interglazialzeiten und kälteren und feuchteren Glazialzeiten zu denken brauche. Auch braucht der Verfasser keine Temperaturerhöhung zur Erklärung des Aufhörens der Eiszeiten. Dadurch, daß der Gletscher erodiert, sein Bett vertieft und dadurch sein Nährgebiet verkleinert, gräbt er sich selbst sein Grab. Verfasser bestreitet im allgemeinen die Existenz von Interglazialzeiten, solche sollen nach ihm nur durch eine neue Hebung des Gebirges möglich sein. Zu den Ausführungen L u d w i g s ist zu bemerken, daß die präglazialen Talböden nicht so hoch liegen, wie er annimmt; ferner sprechen dagegen die interglazialen Ablagerungen der Alpen, die von Deutschland, besonders aber die Vereisung des nordischen Glazialgebietes, die nicht durch eine höhere Lage eines Gebirges erklärt werden kann.

Graz.

Dr. Franz Heritsch.

Bibliographie.

Die Titel werden sachlich geordnet aufgeführt und zwar nach folgenden Rubriken:
Rezente Gletscher (allgemeine Gletscherkunde, Gletscher einzelner Gebiete);
Quartäre Eiszeiten (Allgemeines, Eiszeitablagerungen einzelner Gebiete);
Geschichte des Klimas und vorquartäre Eiszeiten.

Eine Besprechung der aufgeführten Abhandlungen ist des Raumes wegen nur zu einem Teil möglich. Kurze Inhaltsangaben werden gelegentlich an die Aufführung des Titels in der Bibliographie angeschlossen, besonders wichtige Arbeiten dagegen, unbeschadet der Aufführung ihres Titels in der Bibliographie, nach Möglichkeit an anderer Stelle in der Zeitschrift ausführlich besprochen werden.

Bei Angabe der Quellen werden außer den allgemein üblichen folgende Abkürzungen gebraucht:

A. = Annalen, Annales u. s. f.	Jb. = Jahrbuch, Jahrbücher.
Ac., Ak. = Academie, Academy, Akademie.	M. = Mitteilungen, Meddelelser u. s. f.
B. = Bulletin, Bolletino u. s. f.	P. = Proceedings.
G., g. = Geographie, Geography, geographisch, geographic u. s. f.	S. = Selskab, Société, Society u. s. f.
I. = Institut.	Sc. = Science, Sciences.
J. = Journal.	Wiss. = Wissenschaft.
	Z. = Zeitschrift.

Rezente Gletscher.

Allgemeine Gletscherkunde.

Schneedünen. *Z. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins* 37 (1906): 45—56. v. Staff.

Wind und Schnee. Von Hans von Staff. Mit 14 Abb.

[Bespricht unter steter Bezugnahme auf die an Sanddünen festgestellten Gesetze Rippelmarken, Hufeisendünen, Windgräben, Wächten und Hindernisdünen im Schnee. E. B.]

Windwirkung auf Schnee. *U. S. Monthly Weather Review* Bentley, Calkins.
1906: 325—27.

Snow Rollers. By Wilson A. Bentley.

Snow Rollers at Mount Pleasant, Mich. By R. D. Calkins.

[Am 18. Jan. 1906 entstanden nachts zu Jericho, Vt., nach einem Schneefall, der bei Kälte etwa 5 Zoll sehr lockeren Schnees ergeben hatte und nachdem die Temperatur sich bis auf 1° C. dem Nullpunkt genähert, durch den Wind Schneebälle: Der Schnee wurde vom Wind gefaßt und durch Rollen Schneebälle gebildet, einige bis zu 60 cm Durchmesser. Einzelne hatten eine hohle Axe; Abbildungen stellen sie dar. Am Tage vorher zeigte sich dieselbe Erscheinung auf dem Mount Pleasant. Analoge Schneebälle schildert M. L. Fuller bei Kanton (ebenda 1907, S. 70) E. B.]

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Schneegrenze.

Schwab.

Über die Schneeverhältnisse im Gebiete von Stoder. Nach den Beobachtungen des Oberlehrers J. Angerhofer bearbeitet von P. Franz Schwab. Linz, Verlag des Vereins f. Naturkunde, 1907, 71 S. 8°.

[Über die Verschiebung der unteren Grenze der Schneedecke im Laufe des Jahres lagen aus den Alpen nur die Beobachtungen von Denzler am Säntis und die von Kerner bei Innsbruck vor. 1890—1905 hat nun Angerhofer von Stoder aus Tag für Tag die Höhe der unteren Grenze der Schneedecke beobachtet; das reiche Material ist von Schwab vielseitig bearbeitet worden. Der Beobachtungsort Innerstoder liegt in 600 m Höhe, 70 km südlich von Linz inmitten der Kalkalpen, Ausläufern des Todten-Gebirges, die bis 2500 m emporragen. Hier eine vergleichende Übersicht. Stoder 1896—1905, Innsbruck 1863—78, Säntis 1821—51.

Höhe der unteren Grenze der Schneedecke am Gehänge.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Nordexposition												
Stoder	630	600	680	850	1290	1900	.	.	.	1710	1290	680
Innsbruck	590	600	720	1100	1540	2030	2470	2930	2760	1890	1010	680
Säntis	.	.	420	910	1310	1910	.	.	.	1740	1050	780
Südexposition												
Stoder	760	670	890	1080	1650	2150	.	.	.	1820	1570	880
Innsbruck	650	740	960	1270	1700	2190	2680	3130	3210	2150	1300	740
Mittel												
Stoder	700	640	780	960	1470	2040	.	.	.	1790	1430	780
Innsbruck	620	670	840	1180	1620	2110	2580	3030	2980	1840	1220	730
Differenz	— 80	30	60	220	150	70	.	.	.	50	— 210	— 50
Temperatur an der unteren Schneegrenze (N-Exposition)												
Stoder	—	—	1.8	4.4	5.7	5.5	(3.6)	(1.9)	(0.9)	1.6	— 1.2	— 3.0
Innsbruck	—	—	3.0	5.6	6.7	6.8	5.2	2.0	0.9	1.6	0.7	— 3.0

Die Zahlen für die Höhe der unteren Schneegrenze in den Monaten Januar und Februar sind sicher zu hoch, weil für alle Tage, wo die untere Grenze der Schneedecke tiefer als die Talsohle lag, doch nur die Höhe der letzteren in Rechnung gezogen werden konnte. Der Verf. diskutiert außerdem die Dauer der Schneedecke in verschiedenen Höhen und gibt sein Material in großen Tabellen wieder. E. B.]

Norwegen. *Norske Turistforeningens Aarbog f. 1906: 128—32.* **Øyen.**

P. A. Øyen: Forandringer hos vore bræer.

— *Vid.-S. Forhandl. Kristiania 1906 No. 7: 10 S.* —

P. A. Øyen: Femten aars glaciologisk iagttagelser.

[Behandelt die Gletscherbeobachtungen der letzten 15 Jahre.]

Ungarn. *Erdély 14 (Klausenburg 1905): 131—35.* **Nagy.**

L. Nagy: A szkerisorai jégbarlang (Die Eishöhle bei Szkerisora). Ungarisch.

Außereuropäische Gebiete.

Tian-Schan. *Z. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins 37* **Merzbacher.**
(1906): 121—151.

Der Tian-Schan oder das Himmelsgebirge. Skizze von einer in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführten Forschungsreise in dem zentralen Tian-Schan. Von Dr. Gottfried Merzbacher.

[Die Schilderungen und die wundervollen, nach photographischen Aufnahmen des Verf. gefertigten 12 Bilder, sowie ein großes Panorama gewähren Einblick in die großartige Gletscherwelt des Tian-Schan. E. B.]

Vereinigte Staaten. *Rep. VIIIth Intern. G. Congress* 1904 (1905): 478—9. **Matthes.**

The Lewis Range of Northern Montana and its Glaciers. By F. E. Matthes.

[Alte Gletscherspuren und heute noch existierende Gletscher und Schneefelder werden geschildert.]

Antarktis.

B. Geol. Institution University Upsala 7

Andersson.

(1904/05): No. 13—14: 19—71.

On the Geology of Graham Land. By J. Gunnar Andersson. *Mit 6 Tafeln.* Upsala 1906.

[Bearbeitung der überaus wichtigen geologischen Beobachtungen der schwedischen Südpolarexpedition. S. 53—57 werden in einer vorläufigen Mitteilung Beobachtungen zusammen angestellt, die da zeigen, daß die Gletscherausdehnung in Graham-Land einst viel größer war; die Eisoberfläche stand z. T. 300 m höher als heute. Für die Postglazialzeit ist eine geringe Hebung des Landes nachgewiesen. E. B.]

Quartäre Eiszeit.

Allgemeines.

Flora.

Résultats sc. Congrès intern. Botanique. Vienne 1905.

Weber.

Die Geschichte der Pflanzenwelt des norddeutschen Tieflandes seit der Tertiärzeit. Von C. A. Weber.

[Verf. wendet sich gegen die monoglazialistische Auffassung der Diluvialzeit und hält unbedingt am Auftreten warmer Interglazialzeiten fest. Die Nehringsche Steppenzeit verlegt er auf den Höhepunkt und in den Schlußabschnitt der letzten großen Glazialzeit. Er wendet sich gegen die Auffassung der pontischen Elemente in der heutigen Flora Norddeutschlands als Steppenrelikte und zugleich auch gegen die Auffassung arktisch-alpiner Elemente (*Betula nana*) als Glazialrelikte. E. B.]

Glacialerosion.

C. R. Ac. Sc. 142 (1906): 1234—5.

Brunhes.

Sur les contradictions de l'érosion glaciaire. Note de M. Jean Brunhes.

—

C. R. A. Sc. 142 (1906): 1299—1301.

—

Sur une explication nouvelle des surcreusement glaciaire. Note de J. Brunhes.

[Will die Übertiefung der von Gletschern einst erfüllten Täler auf die Wirkung der subglazialen Bäche zurückführen. Die wechselnden Formen der übertieften Täler sollen das Resultat der verschiedenen Anordnung des Wassers unter dem Eis sein. E. B.]

Prähistorie.

Z. f. Ethnologie 37 (1905) 284—85.

Blanckenhorn.

Das relative Alter der norddeutschen Eolithlager. Vortrag gehalten in der Berliner anthropologischen Gesellschaft von M. Blanckenhorn.

[Prüft das relative Alter der norddeutschen Eolithenfunde vom geologisch-stratigraphischen Standpunkt aus und weist das Einteilungsschema von Rutot zurück. Die ältesten bekannten und sicher bestimmbaren Artefakte gehören der letzten Interglazialzeit an. Sie sind gar nicht eigentliche Eolithen, sondern Paläolithen mit primitiver oder eolithischer Ausbildung. E. B.]

—

Z. f. Ethnologie 37 (1905): 447—71.

—

Über die Steinzeit und die Feuersteinartefakte in Syrien-Palästina. Von M. Blanckenhorn. Mit 17 Abb.

- Prähistorie.** *Z. f. Ethnologie* 37 (1905): 912—4. **Schweinfurth.**
 G. Schweinfurth: Pseudoeolithen im nordischen Geschiebemergel.
 — *Monatsber. Deutsch. Geol. Ges.* 1905: 485—514. **Wieggers.**
 F. Wieggers: Die natürliche Entstehung der Eolithe im norddeutschen Diluvium.
 — *Z. f. Ethnologie* 38 (1906): 395—408. —
 F. Wieggers: Die natürliche Entstehung der norddeutschen Eolithe.
 — *Ebenda* 37 (1905): 1024—35. **Hahne.**
 H. Hahne: Über die Beziehungen der Kreidemühlen zur Eolithenfrage.
 [Schweinfurth und Wieggers sprechen wie Marcelin Boule und H. Obermayer für eine natürliche Entstehung der Eolithe, sehen sie also nicht als Artefakte an. Hahne dagegen hält an ihrer anthropogenen Natur fest. E. B.]

Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.

Europa.

- Alpen: Frankreich.** **Penck, Brückner, Schaudel.**
 Les Alpes françaises à l'époque glaciaire. Extrait de l'ouvrage intitulé „Die Alpen im Eiszeitalter“ par Alb. Penck et Ed. Brückner. Traduit par Louis Schaudel. Grenoble, 1907. 150 S. 8°. Mit 11 Abb. im Text u. einer Karte.
 [Übersetzung des Abschnittes von Penck, S. 639—716, der „Alpen im Eiszeitalter.“]
 — **Bodensee.** *Schriften des Ver. f. Geschichte des Bodensees* 36 **Kinkelin.**
 (1907): 35 S.
 Der Boden von Lindau im Bodensee und Umgebung. Eine geologische Lokalskizze von Prof. Dr. F. Kinkel in Frankfurt a. M. Mit 11 Abb. im Text.
 [Resultate von Begehungen, die der Verfasser mit K. Götzger zusammen ausführte. Das Gebiet liegt ganz innerhalb der Grenzen der letzten großen Vergletscherung (Würm-Eiszeit). Geschildert werden besonders die Drumlin, die Verf. nicht als vom Gletscher überschrittene und gerundbuckelte Endmoränen deuten möchte, sondern als „seitliche Aufschüttung aus der Tiefe, indem das nachgiebige Grundmoränenmaterial an den Seiten der Eiszungen emporgedrückt wurde“. Gleich nach Rückzug des Eises bei einem 40—45 m über dem heutigen gelegenen Seespiegel wurde das der Oberfläche zunächst liegende Material der Drumlin und Moränen durch die Wellen umgelagert und bildet heute, schräg nach allen Seiten von den Hügeln abfallend geschichtet, Umschüttungsterrassen um jene. Es folgte ein letzter kleiner Vorstoß des Eises, der bei Lindau wenig nördlich des heutigen Seeufers Halt machte und die Umschüttungsterrassen z. T. mit Moränen bedeckte, zugleich auch kleine Moränenwälle aufschüttete. E. B.]
Schwarzwald. **Schmidt, Rau.**
 Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg 1:25000. Blatt Freudenstadt, aufgenommen von M. Schmidt und K. Rau. Mit Erläuterungen. K. statistisches Landesamt, Stuttgart 1906.
 [Dargestellt sind auch die Spuren der Vergletscherung und zwar Kare mit deutlichen Moränenwällen. Den Stufenbau der Täler bringen die Verf. auch mit der Vereisung in Beziehung. E. B.]
Niederlande. *K. Ak. W. Amsterdam, P. Sect. Sc.* 8 (1005): 427—36. **Dubois.**
 The geographical and geological signification of the Hondsrug and the examination of the erratics in the Northern Diluvium of Holland. By Prof. Eugen Dubois.

Niederlande.*Ebenda* 96—104.**Jonker.**

Some observations on the geological structure and origin of the Hondsrug. By Dr. H. G. Jonker.

—

Ebenda :**Jonker.**

Contributions to the Knowledge of the sedimentary Boulders in the Netherlands. 1. The Hondsrug in the province of Groningen, 2. Upper silurian Boulders. First communication: Boulders of the age of the Eastern Baltic zone G. By Dr. H. G. Jonker. 18. S. 8°. — Second communication: Boulders of the age of the Eastern Baltic zones H and I. By Dr. H. G. Jonker. 13 S. 8°.

Norddeutschland. *Ber. Oldenburger Ver. f. Altertumskunde* 14 (1906).**Martin.**

Das Studium der erratischen Gesteine im Dienste der Glacialforschung. Von J. Martin.

[Behandelt das Quartär zwischen Rhein und Weser und wendet sich gegen die besonders von Jonker und Holmström vertretene Theorie der wechselnden Stromrichtungen. E. B.]

—

Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde 16**Bielefeld.**

No. 4 (1906): 288—459.

Die Geest Ostfrieslands. Geologische und geographische Studien zur ostfriesischen Landeskunde und zur Entwicklungsgeschichte des Emsstromsystems. Von Dr. Rudolf Bielefeld. Mit 4 Karten, 2 Lichtdrucktafeln u. 2 Profilen.

[Behandelt S. 295—388 die Geologie des ostfriesischen Diluviums, z. T. nach eigenen Beobachtungen. Da in Ostfriesland die Grundmoräne nur in einer einzigen Decke entwickelt ist, schließt der Verf., daß es nur ein einziges Mal vom Inlandeis überschritten wurde. Das erratische Material stammt z. T. aus der schwedischen Provinz Dalarne und Umgebung; von hier flossen die Eismassen in die Südhälfte des bottnischen Meerbusens und über die Ålandsinseln und Gotland nach S. und schließlich nach SW. E. B.]

—

M. G. Ges. Lübeck (2) 11 (1906): 55 S.**Spethmann.**

Ancylussee und Litorinameer im südwestlichen Ostseebecken von der dänischen Grenze bis zur Odermündung. Von H. Spethmann. Mit 9 Tafeln.

[Der Verf. stellt alle Vorkommnisse von Litorinaablagerungen an der deutschen Ostseeküste zusammen und rechnet entgegen den Deutungen von Friedrich und Weber die Lübecker und Kieler Vorkommnisse z. T. der Ancylusperiode zu, obwohl Ancylus selbst darin fehlt. Die Senkung der Erdkruste, die zur Transgression des Litorinameeres führte, griff weit landeinwärts. Der Verlauf der Trave wird dargelegt und Artefakte der älteren neolithischen Kulturstufe mit der Litorinazeit parallelisiert. E. B.]

—

Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg 60**Geinitz.**

(1906): 1—32.

XIX. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Von E. Geinitz-Rostock: Die geologischen Resultate der Bohrungen für das Parchimer Wasserwerk, mit Bemerkungen über das Interglacial von Rätzeburg und Oldesloe. Mit 2 Tafeln.

Schluß der Redaktion am 10. Juli 1907.

Die Theorie der Gletscherschwankungen.

Von S. Finsterwalder in München.

1. Allgemeiner Teil.

Einleitung. Durch die Überlegungen von F. A. Forel¹⁾ und E. Richter²⁾ hat sich seit etwa 25 Jahren eine Ansicht über die Ursachen der Gletscherschwankungen ausgebildet, welche von den Erfahrungen in dieser Zeit im ganzen bestätigt, sicher aber nicht widerlegt worden ist. Sie besteht im wesentlichen darin, daß die Ursache der Gletscherschwankungen örtlich in das Firnfeld und seinen im Laufe der Zeit schwankenden Füllungsgrad, zeitlich in einen von der Gegenwart mehr oder minder zurückliegenden Punkt verlegt wurde. Von den Witterungsumständen wird dabei von selbst die Niederschlagsmenge in den Vordergrund geschoben, die Temperatur in zweite Linie gestellt. Ich habe vor einigen Jahren³⁾ versucht, den Grundgedanken der Theorie der Gletscherschwankungen in mathematische Form zu kleiden und die Folgerungen daraus zu ziehen, über deren Ergebnisse ich kurz berichtete. Indem ich den Gegenstand von neuem aufnehme, beabsichtige ich die Behandlung in einzelnen Punkten zu vervollkommen, im ganzen aber hauptsächlich zu vertiefen und die früher nur angedeuteten Schlüsse wirklich auszuführen. Von vornherein bemerke ich, daß von einer Theorie im streng physikalischen Sinne, die von bestimmten Annahmen über wirkende Kräfte und die Eigenschaften des Gletschereises ausgeht, hier nicht die Rede ist. Es handelt sich vielmehr um einen Ansatz auf erfahrungsmäßiger, aber keineswegs besonders sicher festgestellter Grundlage, der

¹⁾ Essai sur les variations périodiques des glaciers. Archives des Sciences phys. et naturelles. 1881, pag. 5 et 448.

²⁾ Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österr. Alpenvereins 1883, S. 57.

³⁾ Comptes Rendus Congrès géologique international de Vienne 1903, pag. 161. Vgl. auch H. Hess: Die Gletscher. Braunschweig 1904, S. 349.

nur den Anspruch erhebt, das eigentümliche Ineinandergreifen der zeitlich und örtlich zurückliegenden Firnanhäufung und der über den ganzen Gletscher verteilten Abschmelzung in eine mathematische Formel zu kleiden und erlaubt, ohne Hinzuziehung weiterer Erfahrungstatsachen den verwickelten Verlauf einer Gletscherschwankung im Bereich der Gletscherzunge vorherzubestimmen. Dabei wird sich herausstellen, daß viele wohlbekannte Erscheinungen der Gletscherschwankung einen gelegentlich überraschend zutreffenden Ausdruck finden. So kann man hoffen, daß die Untersuchung trotz ihrer nicht voll befriedigenden Grundlage zur Klärung und Sichtung der einschlägigen Erscheinungen beitragen wird und, wenn sie auch vielleicht bald einer besser begründeten Theorie Platz machen sollte, schon darum nicht ohne Nutzen angestellt ist, weil sie einer solchen den Weg weisen kann.

Voraussetzungen der Theorie. Um gleich zu den Voraussetzungen der Theorie überzugehen, so ist die erste eine rein mathematische. Der Gletscher wird der einfacheren Rechnung halber als flächenhaftes Gebilde vorausgesetzt, so wie etwa ein mittlerer Längsschnitt eines wirklichen körperlichen Gletschers. Die Dicke y eines solchen Gletschers ist dann, falls derselbe stationär ist, bloß eine Funktion der etwa von der Wurzel der Zunge aus gerechneten Längserstreckung x und, wenn sich der Gletscher mit der Zeit t ändert, noch eine Funktion von dieser. Es mögen dabei y im lotrechten, x im wagerechten Sinne in Metern, t in Jahren gemessen werden. Dabei bleibe es dahingestellt, ob wir uns den flächenhaften Gletscher tatsächlich als Längsschnitt einer wirklichen Gletscherzunge von gleichbleibender sehr großer Breite vorstellen oder ob wir uns die körperliche Gletscherzunge etwa derart auf den flächenhaften Scheingletscher bezogen denken, daß den Querschnitten des ersteren die Dicken des letzteren entsprechen. Die zweite Voraussetzung ist kinematischer Natur und einer nicht gerade zwingenden Erfahrung entnommen; E. Richter drückt sie so aus, daß er sagt: Jeder Querschnitt des Gletschers geht seinen eigenen Takt, der seiner Mächtigkeit angepaßt ist und mit dieser an Schnelligkeit wächst. Wir tragen ihr Rechnung, indem wir die Geschwindigkeit $v = zy^n$ setzen, wo in x noch der Einfluß der Neigung des Bettes steckt, die wir aber als gleichförmig annehmen wollen. Den Exponenten n werden wir später gleich $\frac{1}{2}$ setzen, wobei wir uns den Scheingletscher als Längsschnitt eines wirklichen denken; unter der andren Annahme wäre ein kleinerer Wert, z. B. $n = \frac{1}{4}$, angezeigt. Die dritte Voraussetzung betrifft die Abschmelzung. Ich habe sie in der früheren Mit-

teilung der Horizontalprojektion der Oberfläche, also zwischen zwei unendlich benachbarten Querschnitten in der Entfernung dx dieser Größe proportional gesetzt. Das hat die auffällige, wenn schon im Ergebnis ziemlich unschädliche Folge, daß an lotrechten Wänden die Abschmelzung gleich Null gesetzt wird. Um ihr zu entgehen, setze ich nun die Abschmelzung gleich der Summe der Horizontal- und Vertikalprojektion der Oberfläche ($dx + dy$). Es werden dabei lotrechte und wagerechte Teile der Oberfläche in bezug auf Abschmelzung gleich bewertet, während die Abschmelzung eines im Sinne der Gletscherbewegung unter 45° nach abwärts geneigten Oberflächenstückes um 41% größer ausfällt, was zu einem nach Süden gerichteten Gletscher gut stimmen würde. Für andere Fälle wäre ein Ansatz proportional: $\alpha dx + \beta dy$ mit geeigneten Werten α und β angebracht. Von der Veränderlichkeit des Proportionalitätsfaktors mit x und t sei der einfachen Rechnung halber zunächst abgesehen. Für die zweite Annahme der Beziehung des Scheingletschers auf den wirklichen Gletscher würde ein konstanter Proportionalitätsfaktor wegen der mit zunehmendem x abnehmenden Breite des Gletschers ohnehin eine starke Zunahme der Abschmelzung mit wachsendem x (d. h. abnehmender Höhenlage) entsprechen.

Aufstellung und Integration der Differentialgleichung. Unter der gemachten Voraussetzung eines flächenhaften Gletschers ist die Bestimmung der Gletscherschwankung gleichbedeutend mit der Berechnung von y als Funktion von x und t , also $y = f(x, t)$. In der Tat setzen wir in dieser Funktion t gleich einer Konstanten t_1 , so geht $y = f(x, t_1)$ in die Gleichung der Gletscheroberfläche zu jener Zeit t_1 über; für $x = x_1$ erhalten wir den Ausdruck für den Wechsel der Gletscherdicke in einem bestimmten Querschnitt. Zur Bestimmung der Funktion y brauchen wir eine partielle Differentialgleichung, die wir zunächst ableiten wollen. Zu dem Zwecke betrachten wir zwei benachbarte, um dx voneinander entfernte, im Raum feste Querschnitte des Gletscherbettes zurzeit t . Es sei E die Eismenge, welche den oberen Querschnitt im Jahre durchfließt. $\frac{\partial E}{\partial x} dx$ ist dann die Eismenge, welche im Jahr mehr durch den unteren als den oberen Querschnitt fließt. $\frac{\partial E}{\partial x} dx dt$ ist jener Überschuß im Laufe der unendlich kleinen Zeit dt .

Der Betrag der Abschmelzung auf der Oberfläche zwischen den beiden Querschnitten werde nach der gemachten Voraussetzung gleich $a(dx + dy)$ gesetzt, wo a die jährliche Abschmelzung auf wagerechter Fläche be-

deutet. Für dy ist $-\frac{\partial y}{\partial x} dx$ einzuführen, damit für die abwärts geneigte Gletscheroberfläche (mit negativem $\frac{\partial y}{\partial x}$) die Summe der Projektionen in Rechnung tritt. $a dx \left(1 - \frac{\partial y}{\partial x}\right) dt$ bedeutet dann die Abschmelzung zwischen den beiden Querschnitten in der Zeit dt . Die Summe $\frac{\partial E}{\partial x} dx dt + a \left(1 - \frac{\partial y}{\partial x}\right) dx dt$ gibt den Gesamtverlust an Eismasse zwischen den beiden Querschnitten in der Zeit dt , wie er teils durch Ausfuhr, teils durch Abschmelzung entstanden ist. Dieser Gesamtverlust zeigt sich in einer im Laufe der Zeit dt eingetretenen Senkung $-\frac{\partial y}{\partial x} dt$, welcher auf die Entfernung dx zwischen den beiden Querschnitten eine Verminderung der Eismasse im Betrage $-\frac{\partial y}{\partial t} dt dx$ entspricht. Setzt man die beiden auf verschiedene Art berechneten Werte des Eisverlustes einander gleich, so ergibt sich nach Division mit $dx dt$:

$$\frac{\partial E}{\partial x} + a \left(1 - \frac{\partial y}{\partial x}\right) = -\frac{\partial y}{\partial t} \quad 1)$$

Nun ist aber $E = yv$ und nach der gemachten Voraussetzung für $v = xy''$ $E = xy'' + 1$; daher: $\frac{\partial E}{\partial x} = (n+1)xy'' \frac{\partial y}{\partial x}$. Die gesuchte partielle Differentialgleichung für y lautet infolgedessen:

$$\left((n+1)xy'' - a\right) \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = -a \quad 2)$$

Sie ist erster Ordnung, ersten Grades, und zu ihrer Lösung dient das Lagrangesche Hilffsystem:

$$dx : dt : dy = \left((n+1)xy'' - a\right) : 1 : -a \quad 3)$$

Außerdem sind noch die Grenzbedingungen zu beachten. Wir setzen voraus, daß die Form des Gletschers zurzeit $t=0$ durch die Gleichung: $y_0 = \varphi(x_0)$ bestimmt sei; ferner soll die Veränderung des oberen Querschnittes $y_0 = \psi(t_0)$, für den $x=0$ ist, im Laufe der Zeit bekannt sein. Zur Konstruktion der allgemeinen, für beliebiges x und t gültigen Lösung bedient man sich zweckmäßig eines räumlichen Koordinatensystems, indem man y als senkrechte, x als nach vorn gerichtete und t als nach rechts gerichtete Koordinate aufträgt. Das Hilffsystem bestimmt dann in diesem Koordinatenraum eine doppelte Mannigfaltigkeit von Kurven (Charakteristiken), von denen

jede beliebig herausgegriffene einfache Mannigfaltigkeit eine Fläche $z = f(x, t)$ erfüllt, die der Differentialgleichung genügt. Um die den Grenzbedingungen genügende Fläche zu erhalten, tragen wir in der yx -Ebene bzw. yt -Ebene die Gleichungen $y_0 = \varphi(x_0)$ und $y_0 = \psi(t_0)$ als Kurven ein und wählen die Charakteristiken so aus, daß sie durch die Punkte dieser Kurven gehen; ihre Gesamtheit gibt dann die Fläche, welche der partiellen Differentialgleichung und den Grenzbedingungen genügt, also die gewünschte Lösung darstellt.

Die Charakteristiken und der stationäre Gletscher. Um die Charakteristiken zu erhalten, bilden wir aus dem Hilffsystem 3) die Gleichungen:

$$\frac{dy}{dt} = -a; \quad \frac{dx}{dy} = -(n+1)\frac{x}{a}y^n + 1, \quad (4)$$

aus welchen durch Integration folgende hervorgehen:

$$y = -at + \lambda; \quad x + \mu = -\frac{x}{a}y^{n+1} + y. \quad (5)$$

Sie stellen die Projektion der Charakteristiken auf die Koordinatenebenen dar. λ und μ sind willkürliche Konstante, zwischen welchen, den Grenzbedingungen entsprechend, ein Zusammenhang noch festzulegen ist. Die Gleichungen 5) besagen, daß die Charakteristiken ebene, unter sich kongruente Kurven sind, die auseinander durch Parallelverschiebung längs der x bzw. t -Achse hervorgehen. Die Projektion auf die xy -Ebene hat noch eine besondere Bedeutung. Sie gibt die Gestalt eines Gletschers, der stationär ist. Setzt man nämlich in der partiellen Differentialgleichung 2) $\frac{\partial y}{\partial t} = 0$, was dem stationären Zustand entspricht, so geht sie in die gewöhnliche Differentialgleichung:

$$\left((n+1)xy^n - a\right)\frac{dy}{dx} = -a$$

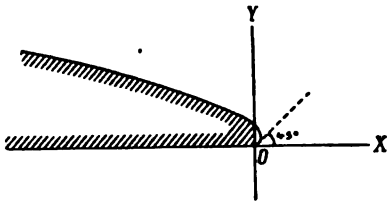
über, deren Integral:

$$x + \mu = -\frac{x}{a}y^{n+1} + y \quad (6)$$

ist. Für $\mu = 0$ und $1 > n > 0$ gibt die Gleichung umstehende Form (Fig. 1). Der rechts von der y -Achse gelegene Teil ist in Wirklichkeit recht unbedeutend. Setzen wir z. B. $a = 4$ m/Jahr, $n = \frac{1}{2}$, $x = 4$, was bei einer Dicke y von 200 m eine Geschwindigkeit $v = xy^n = 56,3$ m ergibt, so wird für $x = 0$, $y = 1$ m und die Geschwindigkeit dieses 1 m mächtigen Querschnittes 4 m/Jahr, gerade soviel als die jährliche Abschmelzung an der lotrechten Wand beträgt. Wir können daher den rechts von der y -Achse gelegenen Teil der Kurve fortlassen und statt

dessen eine 1 m hohe senkrechte Wand annehmen, die dann infolge von Bewegung und Abschmelzung stationär ist. Die hier für das Zahlenbeispiel gemachte Bemerkung gilt allgemein; für $x = 0$ wird $y = \left(\frac{a}{x}\right)^{\frac{1}{n}}$ und die

zugehörige Geschwindigkeit $v = x y^n = a$, also gleich der Abschmelzung. Man kann also auch hier statt des rechts von der y -Achse gelegenen



Figur 1.

Form des stationären Gletschers.

Teiles der Kurve ein Lot ziehen, das einer stationären senkrechten Gletscherstirn, allerdings von ganz unbedeutender Mächtigkeit entspricht. Die Neigung des Gletschers unmittelbar oberhalb der senkrechten Wand ist:

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{1}{-(n+1)\frac{x}{a}y^n + 1} = -\frac{1}{n}$$

im obigen Zahlenbeispiel gleich: -2 (einem Winkel von 63.5° entsprechend). Als Form des stationären Gletschers haben wir hiermit eine unstetige Kurve erhalten, was mathematisch darin begründet ist, daß die Lösung der Differentialgleichung rechts von der y -Achse mehrdeutig wird und die Unstetigkeit die Hebung der darin liegenden Unbestimmtheit bewirkt.

Einführung von Unstetigkeiten in die Lösung der Differentialgleichung. Unstetigkeiten ähnlicher Art müssen auch bei der allgemeinen Lösung der partiellen Differentialgleichung eingeführt werden, um allenthalben Eindeutigkeit und Bestimmtheit zu erzielen. Betrachten wir die Bedingung, welcher die Veränderung einer solchen Unstetigkeit, einer lotrechten Wand, die sich zwischen zwei regelmäßig verlaufende Kurven einschaltet, unterworfen ist. Es sei x_0 die Stelle der Wand zurzeit t , y_a die Dicke des Gletschers oberhalb, y_b unterhalb derselben. Nach Verlauf von dt sei sie um dx_0 weitergerückt; v_a sei die Geschwindigkeit des Gletschers oberhalb, v_b unterhalb der Wand. Die Eismenge, welche dann in der Zeit dt den Querschnitt an der Wand durchläuft ist: $dt(y_a v_a - y_b v_b)$. Von dieser wird ein Teil, nämlich $a(y_a - y_b) dt$ durch Abschmelzung zerstört; der Rest $(y_a - y_b) dx_0$ bewirkt ein Verschieben der Eiswand um dx_0 . So ergibt sich die Gleichung:

$$(y_a v_a - y_b v_b) dt = a(y_a - y_b) dt + (y_a - y_b) dx_0.$$

Setzt man hierin $v_a = x y_a^n$ und $v_b = x y_b^n$, so werden wir zu folgender

Formel für die Fortschrittggeschwindigkeit $\frac{dx_0}{dt}$ der Unstetigkeitswand geführt:

$$\omega_0 = \frac{dx_0}{dt} = x \frac{y_a^{n+1} - y_b^{n+1}}{y_a - y_b} - a \quad 7)$$

Wird die Wand am Ende des Gletschers angenommen, so ist $y_b = 0$ und es wird:

$$\frac{dx_0}{dt} = xy_a^n - a = v_a - a \quad 8)$$

Im Falle des stationären Gletschers muß $\frac{dx_0}{dt} = 0$, also $v_a = a$, sein, wie wir vorhin sahen; die Höhe der zugehörigen Wand ist dann aus

$a = xy_a^n$ zu $y_a = \left(\frac{x}{a}\right)^{\frac{1}{n}}$ zu berechnen und praktisch ganz unbedeutend.

Sie möge weiterhin außer Betracht bleiben. Noch geringer sind außerhalb des Endes vorkommende Unstetigkeiten des stationären Gletschers.

Konstruktion der Integralfäche. Fortpflanzung von Schwellungen.

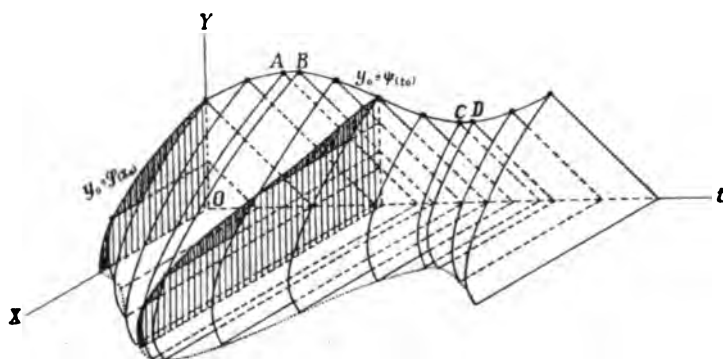
Nach dieser Abschweifung kehren wir zur Konstruktion des nicht-stationären Gletschers bei gegebenen Grenzbedingungen zurück. Wir wählen den an sich beliebigen Maßstab der Zeit t so, daß ein Jahr gleich a Längeneinheiten wird ($t = \tau : a$), und erreichen dadurch, daß die Ebenen der Charakteristiken unter 45° geneigt und die Projektionen auf die xy -Ebene und yt -Ebene gleich werden. Dann legen wir durch die Punkte der Grenzkurven $y_0 = \varphi(x_0)$ und $y_0 = \psi(t_0)$ Ebenen, die unter 45° gegen die xt -Ebene geneigt sind, und zeichnen in jeder solchen Ebene die durch den Punkt der Grenzkurve gehende Charakteristik. Ihre Gesamtheit bildet die den Grenzbedingungen entsprechende Integralfäche $y = f(x, t)$, deren Schnitte parallel der yx -Ebene die zeitlich aufeinander folgenden Formen des Gletschers geben (s. Fig. 2). Der Schnitt der Integralfäche mit der xt -Ebene liefert die Bewegung des Gletscherendes¹⁾. Die Charakteristiken haben dabei noch eine wichtige Bedeutung. Denken wir uns auf einer der Grenzkurven eine durch ihre Form ausgezeichnete Stelle, z. B. einen

¹⁾ Vorausgesetzt, daß nicht Unstetigkeiten, wie sie später besprochen werden, zu berücksichtigen sind. Nach dem Gesagten ist die Integralfäche eine Translationsfläche. Das eine System kongruenter Kurven sind die Charakteristiken, das andere die Schnitte parallel zur xt -Ebene.

kleinen Höcker, so wird von diesem eine längs der Charakteristiken verlaufende Aufwulstung der Integralfläche ausgehen und die Schnitte der Parallelebenen $t = \text{const}$ zeigen der Reihe nach einen ähnlichen Höcker von allerdings etwas verzerrter Gestalt. Der Höcker pflanzt sich also längs einer solchen Charakteristik fort und die zugehörige Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist nach der Gleichung 4) zu:

$$\frac{dx}{dt} = (n + 1) xy^n - a = \omega \quad 9)$$

gegeben.



Figur 2. Konstruktion der Integralfläche aus den Grenzbedingungen.

Diese Fortpflanzungsgeschwindigkeit steht in naher Beziehung zur Strömungsgeschwindigkeit v des Gletschers. Es ist nämlich $\omega = (n + 1)v - a$. Solange hiernach die Strömungsgeschwindigkeit größer als $a:n$, d. h. größer als 5—10 m ist, wird die Fortpflanzungsgeschwindigkeit die Strömungsgeschwindigkeit überwiegen und für größere Werte derselben annähernd $n + 1$ mal so groß sein. Wir wollen noch das Verhältnis der Fortschritungsgeschwindigkeit von wandförmigen Unstetigkeiten zur Fortpflanzungs- und Strömungsgeschwindigkeit betrachten. Für sehr kleine Unstetigkeiten, für welche y_a nahe gleich y_b wird, erhält man:

$$\lim_{y_a = y_b} \frac{dx_0}{dt} = (n + 1) xy_b^n - a = \omega_b$$

es geht also die Fortschritungsgeschwindigkeit der Unstetigkeit in die Fortpflanzungsgeschwindigkeit über. Im übrigen bleibt jene zwischen den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der oberen und unteren Wandstelle und reicht höchstens an die Strömungsgeschwindigkeit der oberen Wandstelle heran, wie im Falle einer Wand am Gletscherende, wo $\omega = v_a - a$ beträgt.

Wenn der oberste Querschnitt (für $x = 0$) im Laufe der Zeit ein Maximum oder Minimum aufweist, so pflanzt sich dasselbe auf die unterhalb gelegenen Querschnitte fort und zwar auch mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der betreffenden Charakteristiken. In der Tat legen wir durch zwei, in der Nähe eines zeitlichen Maximums oder Minimums unendlich benachbarte Punkte A und B bzw. C und D (Fig. 2) die Charakteristiken, so schließen sie, da sie kongruente und parallel gestellte Kurven sind, einen Flächenstreifen ein, längs welchem die Integralfäche von einem zur t -Achse parallelen Zylinder berührt wird. Die Integralfäche wird daher von jeder zur ty -Ebene parallelen Ebene in einer Kurve geschnitten, die in den Punkten, in welchen sie jene Charakteristiken trifft, Maxima bzw. Minima hat. Die zur t -Achse parallelen Berührungszylinder werden von Ebenen parallel zur xy -Ebene in Kurven geschnitten, die die Formen eines stationären Gletschers darstellen, der zu der größten bzw. kleinsten Dicke am Wurzelquerschnitt gehört. Es wandert demnach ein Maximum oder Minimum des Wurzelquerschnittes mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit (die im allgemeinen größer als die Strömungsgeschwindigkeit ist) die Zunge herab und verändert dabei seine Mächtigkeit nach Maßgabe der Gestalt eines stationären Gletschers, der von dem betreffenden Wurzelquerschnitt dauernd ernährt werden könnte.

Konstruktion des Strömungszustandes und der Bewegung von Unstetigkeiten. Erneuerungszeit des stationären Gletschers. Zur vollständigen Kenntnis des Verhaltens des Gletschers während der Schwankung genügt die Betrachtung der Form und Größe desselben nicht; kaum weniger wichtig ist der Geschwindigkeitszustand, der allerdings durch die eben genannten Umstände bereits bedingt ist. Man muß gewissermaßen das Herabwandern des Eises von der Wurzel bis zum Zungenende verfolgen können. Rechnerisch geschieht das durch Integration der totalen Differentialgleichung

$$v' = x y'' = \frac{dx}{dt}, \quad \text{II)}$$

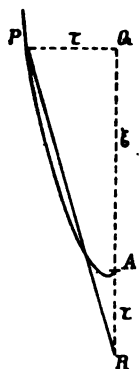
worin y nach dem Ergebnis der Integration der partiellen Differentialgleichung als Funktion von x und t zu setzen ist. Da diese Funktion schon in den einfachen Fällen recht verwickelt ausfällt, ist an eine rechnerische Ausführung der Integration von $\frac{dx}{dt} = x y''$ meist nicht zu denken und wir wollen daher die sehr einfachen Mittel zur

graphischen Integration angeben. Es handelt sich dabei um die Konstruktion von $\frac{dx}{dt}$ in der xt -Ebene.

Als Hilfsmittel hierzu dient uns die Projektion der Charakteristiken auf diese Ebene, die unter Voraussetzung des früher gewählten Zeitmaßstabes mit jener auf die xy -Ebene und gleichzeitig mit der Form des stationären Gletschers zusammenfällt. Wir setzen in der Gleichung 6) dieser Form: $x + \mu = -\frac{x}{a} y^{n+1} + y$ $x + \mu = -\xi$ und erhalten: $\xi = y \left(\frac{x}{a} y^n - 1 \right)$. Da $v = xy^n$ ist, wird: $\frac{\xi}{y} = \frac{v}{a} - 1$, oder: $v = \frac{\xi + y}{y} a$. Führen wir an Stelle von t den Wert $\tau : a$ ein, so wird:

$$v = \frac{dx}{dt} = av_\tau, \text{ oder: } v_\tau = \frac{\xi + y}{y} = \frac{\xi + \tau}{\tau} \quad (12)$$

woraus nebenstehende einfache Konstruktion von v_τ folgt (Fig. 3). Die Richtung PR gibt im Punkte P die Fortschreitungsrichtung der Integralkurven der Gleichung $\frac{dx}{dt} = xy^n$ an. PA ist dabei die Pro-



jektion der durch P gehenden Charakteristik. In ganz ähnlicher Weise läßt sich mittels der Projektion der Charakteristiken auch die Fortschritungsgeschwindigkeit ω_0 der Unstetigkeitsstellen konstruieren, wodurch die Grundlage für die graphische Verfolgung der Bewegung derselben gewonnen wird. Nach früherem (Gl. 1) ist die Fortschritungsgeschwindigkeit $\omega_0 = x \frac{y_a^{n+1} - y_b^{n+1}}{y_a - y_b} - a$, wobei y_a die Mächtigkeit des Gletschers oberhalb der Unstetigkeitsstelle, y_b jene unterhalb derselben bedeutet.

Da $v_a = xy_a^n = \frac{\xi_a + y_a}{y_a} a$ ist, so wird:

$$\xi_a = \frac{x}{a} y_a^{n+1} - y_a \text{ und: } \xi_b = \frac{x}{a} y_b^{n+1} - y_b,$$

Figur 3.
Konstruktion der
Strömungs-
geschwindigkeit.

woraus:
$$\omega_0 = \frac{\xi_a - \xi_b}{y_a - y_b} a \text{ und } \omega_\tau = \frac{\xi_a - \xi_b}{\tau_a - \tau_b} \quad (13)$$

folgt. Sind daher (Fig. 4) PA und PB die Projektionen der beiden durch die Enden der Unstetigkeitsstelle gehenden Charakteristiken, so ist BA die Fortschritungsgeschwindigkeit der Unstetigkeitsstelle P,

bzw. die Fortschrittingsrichtung der Integralkurve $\frac{dx_0}{dt} = \omega_0$. Man kann sie auch so erhalten, daß man die Sprunghöhe CD nach PE abträgt und durch E eine Parallele EF zur x -Achse zieht; PF gibt dann die gewünschte Richtung parallel BA. Im Falle, daß $y_0 = 0$ wird, wenn also die Eiswand am Boden aufsitzt, gibt die Verbindungslinie PA die Fortschrittingsgeschwindigkeit.

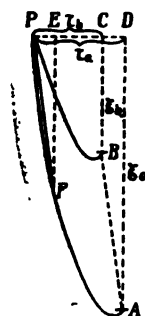
Es soll schließlich noch die Zeit T berechnet werden, die das Eis braucht, um die Zunge eines stationären

Gletschers zu durchlaufen. Es ist $T = \int_0^{\xi_0} \frac{d\xi}{v} = \int_0^{y_0} \frac{d\xi}{dy} \frac{dy}{v}$,

wobei $v = xy^n$ und $\xi = \frac{x}{a} y^{n+1} - y$ also:

$\frac{d\xi}{dy} = (n+1) \frac{x}{a} y^n - 1$ zu setzen ist. y_0 ist die Mächtigkeit des obersten Querschnittes. Dann wird:

$$T = \int_0^{y_0} \left(\frac{n+1}{a} - \frac{y^{-n}}{x} \right) dy = \frac{n+1}{a} y_0 - \frac{y_0^{1-n}}{x(1-n)} \quad (14)$$



Figur 4.
Konstruktion der
Fortschrittings-
geschwindigkeit
einer Wand.

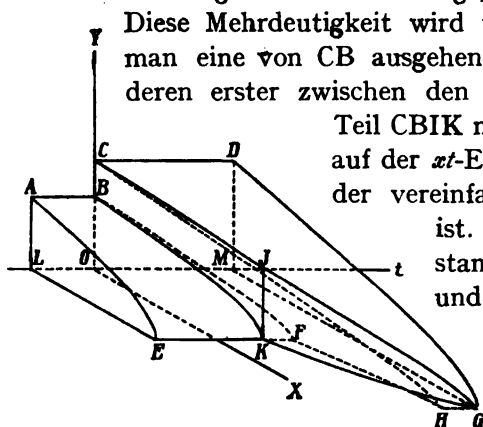
Für die früher angenommenen Konstanten $n = \frac{1}{2}$, $x = 4$, $a = 4$ m und $y_0 = 200$ m, wobei die Jahresgeschwindigkeit an der Gletscherwurzel $v_0 = 56,56$ m und die Länge ξ_0 des Gletschers 2628 m beträgt, beläuft sich die Zeit T , die zur Erneuerung des stationären Gletschers nötig ist, auf 67 Jahre; die mittlere Geschwindigkeit wird 39,2 m.

Aus der Formel für T kann man entnehmen, daß für die gewöhnlichen Verhältnisse das erste Glied $\frac{n+1}{a} y_0$ ausschlaggebend ist und demnach die Erneuerungszeit eines stationären Gletschers im wesentlichen nur von der Dicke des oberen Querschnittes und der jährlichen Ablationszahl, dagegen kaum von der Neigung (x) abhängig ist.

2. Besondere Fälle.

Plötzliches Anschwellen eines Gletschers. Überkriechen abgetrennter Eismassen. Wir wollen zuerst den Sonderfall betrachten, daß ein Gletscher lange Zeit gleiche Zufuhr hatte und dabei stationär wurde. Plötzlich wird die Zufuhr vermehrt und dauernd auf der

neuen Höhe erhalten. In welcher Weise rückt der Gletscher vor? Wir konstruieren zuerst die Integralfläche $y = f(x, t)$ aus den Grenzbedingungen (Fig. 5). Diese sind in der yt -Ebene durch einen gebrochenen Linienzug ABCD, bestehend aus zwei Parallelen AB und CD zur t -Achse und einem zur y -Achse parallelen Verbindungsstück BC gegeben. Die Integralfläche besteht demnach aus drei Teilen: aus zwei Zylindern ABEF und CDHG parallel zur t -Achse, deren Spuren auf der yx -Ebene AEL und DGM die den beiden Zufuhren entsprechenden stationären Gletscher darstellen, und einem von dem Sprung BC im Wurzelquerschnitt ausgehenden, windschiefen Gebilde BCHF, längs welchem die Integralfläche überhängt, also das y mehrdeutig wird.



Figur 5. Integralfläche für den Verlauf einer plötzlichen Gletscheranschwellung.

Diese Mehrdeutigkeit wird nun dadurch aufgehoben, daß man eine von CB ausgehende vertikale Wand einschaltet, deren erster zwischen den beiden Zylindern verlaufender Teil CBIK nach der Formel 7), der folgende auf der xt -Ebene aufsitzende Teil IKG nach der vereinfachten Formel 8) zu ermitteln ist. Mit den früher benützten Konstanten $a = 4$ m, $\alpha = 4$, $n = \frac{1}{2}$ und unter der Voraussetzung, daß der Wurzelquerschnitt von 150 m auf 250 m steigt (was einer mehr als verdoppelten Zufuhr entspricht), habe ich

die Konstruktion graphisch durchgeführt. Es stellt sich

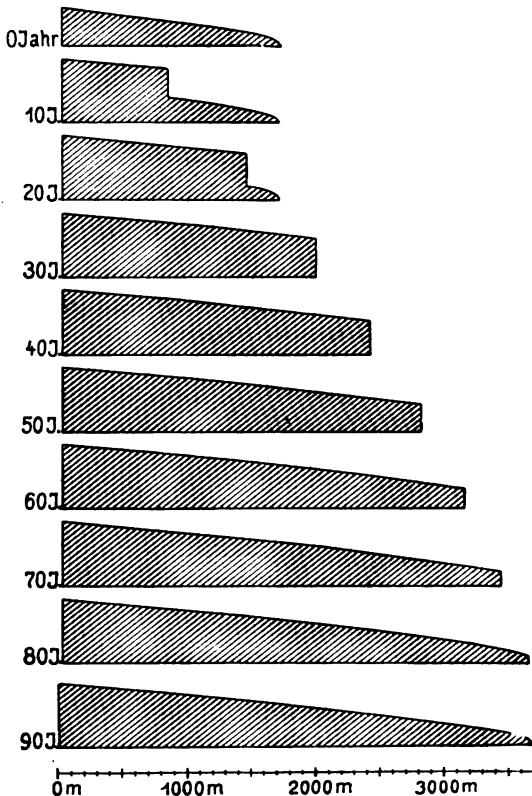
heraus, daß der Gletscher in etwa 90 Jahren eine Verlängerung von 1690 m auf 3610 m erfährt, daß die plötzlich am Wurzelquerschnitt entstandene Schwellung in 24 Jahren das Ende des ursprünglichen Gletschers erreicht, das dann in immer langsamerem Vorrücken nach weiteren 66 Jahren die neue Form annimmt. In beistehender Figur 6 sind die Formen des Gletschers in Zwischenräumen von 10 Jahren dargestellt. Beim Vorschreiten des Gletschers kann es vorkommen, daß die Zunge abgetrennte Eisreste, die von einem früheren Vorstoß übrig geblieben sind, überkriecht. In diesem Fall ändert sich die Konstruktion des vorschreitenden Endes nur insofern, als die Fortschritts-geschwindigkeit der Wand nun wieder nach der umständlicheren Formel 7) zu berechnen ist. Bei den gemachten Voraussetzungen ändert sich die Oberflächenform des vorschreitenden Endes durch das Überkriechen des abgetrennten Eises nicht; es bewegt sich nur die

nun nicht mehr am Boden aufsitzende und darum weniger hohe Eiswand rascher als sonst.

Plötzliche Abnahme der Eiszufuhr. Abreißen der Gletscherzunge.

Wir wollen annehmen, die Zufuhr eines stationären Gletschers werde plötzlich vermindert und auf dem geringeren Werte konstant gehalten.

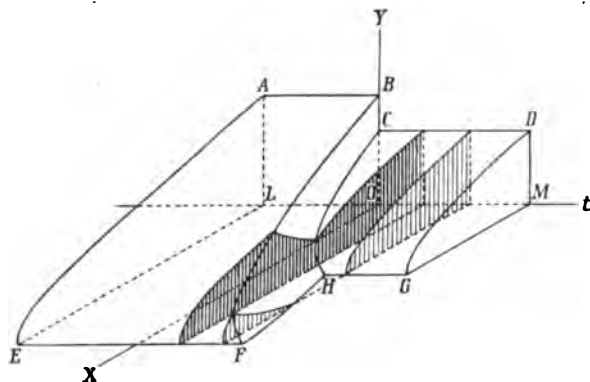
In welcher Weise bildet sich der neue stationäre Zustand aus? Hier sind die Grenzbedingungen durch den Linienzug ABCD gegeben (Fig. 7). Die Integralfäche besteht aus den beiden Zylindern ABEF und CDHG sowie dem windschiefen Zwischenstück BCFH. Die Integralfäche ist hier nirgends überhängend; die Einführung von Unstetigkeiten daher nicht notwendig. Bildet man die aufeinanderfolgenden ebenen Schnitte parallel zur yx -Ebene, so zeigt sich, daß die nach oben gekehrte Wand BC, welche bei der plötzlichen Verminderung der Zufuhr auftritt, alsbald nach



Figur 6. Die Formen eines plötzlich anwachsenden Gletschers in zehnjährigen Zwischenräumen dargestellt. Höhenmaßstab verdoppelt.

rückwärts abgeböscht wird, während oberhalb derselben die Form des neuen, der verminderten Zufuhr entsprechenden stationären Gletschers auftritt. Die dabei sich bildende Einbuchtung des Längsprofils vertieft sich schließlich bis zum Gletschergrunde. Es reißt der vordere Teil ab und schmilzt scheinbar an Ort und Stelle. In der Theorie ist er aber nicht bewegungslos, sondern er fließt weiter, kann aber sein unteres Ende gegenüber der Abschmelzung gerade noch am gleichen Ort behaupten, während das obere Ende zurückweicht und den Zwischenraum zwischen den getrennten Teilen rasch

vergrößert. Die Figur 8 gibt unter Annahme der gleichen Ausmaße der stationären Formen wie in Figur 6 die in zehnjährigen Zwischen-

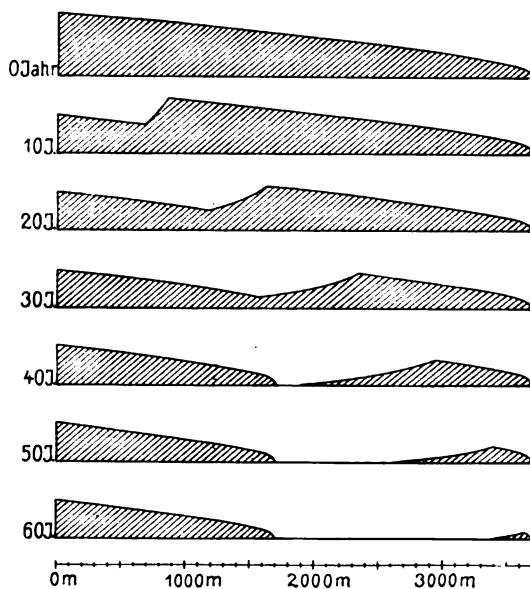


Figur 7. Integralfläche für den Verlauf eines plötzlichen Gletscherschwindens.

räumen aufeinanderfolgenden Profilformen wieder. Das Abreißen der Zunge und die gleichzeitig erfolgende Ausbildung der neuen stationären Form tritt hier wesentlich früher, nämlich schon nach 36 Jahren ein, während die Vernichtung des vorgelagerten Eisrestes noch weitere 25 Jahre in Anspruch nimmt.

Bei diesem Beispiel ist noch zu bemerken, daß hier nach rückwärts abgeöschte Formen auftreten, bei welchen die zugrunde gelegte Annahme für die Abschmelzung unnatürlich kleine Beträge ergibt.

Rhythmische Schwelung des Wurzelquerschnittes bei kurzem Gletscher. Normaler Verlauf der Gletscherschwankung. Es werde angenommen, der Wurzelquerschnitt des Gletschers verändere sich infolge wechselnder Eiszufuhr vom Firnbecken her wellenförmig und zwar in einem Zeitraum, der die Erneuerungszeit des stationären Gletschers, der zum mittleren Wurzelquerschnitt gehört, merklich übertrifft. Als Dauer



Figur 8. Formen eines Gletschers mit plötzlich verminderter Eiszufuhr in zehnjährigen Zwischenräumen. Höhenmaßstab verdoppelt.

der Periode soll 36 Jahre (ungefähr die Länge einer Klimaschwankung nach Brückner) angesetzt werden. Die mittlere Dicke y_m des Wurzelquerschnittes sei 50 m und schwanke zwischen 42 und 58 m. Mit den früher gewählten Konstanten ($\alpha = a = 4$, $n = 1/2$) ergeben sich die Geschwindigkeiten für die angegebenen Dicken zu 25,9 m, 28,3 m, 30,4 m; die Erneuerungszeit des mittleren stationären Gletschers zu $T = 15,3$ Jahre, seine Länge zu 304 m. Um die Gletscherschwankungen zu erhalten, konstruieren wir wieder die Integralfäche aus den Grenzbedingungen. Diese sind hier geometrisch durch die Kurve

$$y_0 = 59 + 8 \sin \frac{t\pi}{18} \text{ oder allgemein } y_0 = y_m + b \sin \frac{2\pi t}{\omega} \text{ gegeben } (\omega \text{ Dauer}$$

der Periode, $2b$ Dickenschwankung des Wurzelquerschnitts). Legt man durch die Punkte der Grenzkurve die Charakteristiken, so bilden sie die Integralfäche von der Form, wie sie in Fig. 2 dargestellt ist. Der Schnitt der Integralfäche mit der xt -Ebene ist eine verzerrte Wellenlinie, welche flach ansteigt und steil abfällt. Längs des ansteigenden Teiles hängt die Integralfäche über, allerdings nur in geringem Maße. Versucht man nun durch Einschaltung einer vertikalen Gletscherstirn, welche beim Minimalstand beginnt, den Überhang der Integralfäche zu beseitigen und konstruiert man nach der Vorschrift von Fig. 4 bzw. Formel 8 die Integralkurve der Differentialgleichung

$$\frac{dx_0}{dt} = \omega a, \text{ welche die Bewegung der Gletscherstirn ausdrückt, so findet}$$

man alsbald, daß sie in ihrer ganzen Ausdehnung mit großer Annäherung (in obigem Beispiele auf Bruchteile eines Meters) mit dem ansteigenden Ast der verzerrten Wellenlinie zusammenfällt, so daß man zur Ergänzung der Integralfäche nur den lotrechten Zylinder über jenem Ast anzufügen hat. Die Schnittlinie der Integralfäche mit der xt -Ebene gibt in diesem Falle genügend genau die Bewegung des Gletscherendes. Hiernach sind die äußersten Gletscherlängen (L_{max} , L_{min}) jene, welche zu den äußersten Dicken des Wurzelquerschnittes unter Voraussetzung eines stationären Zustandes gehören.

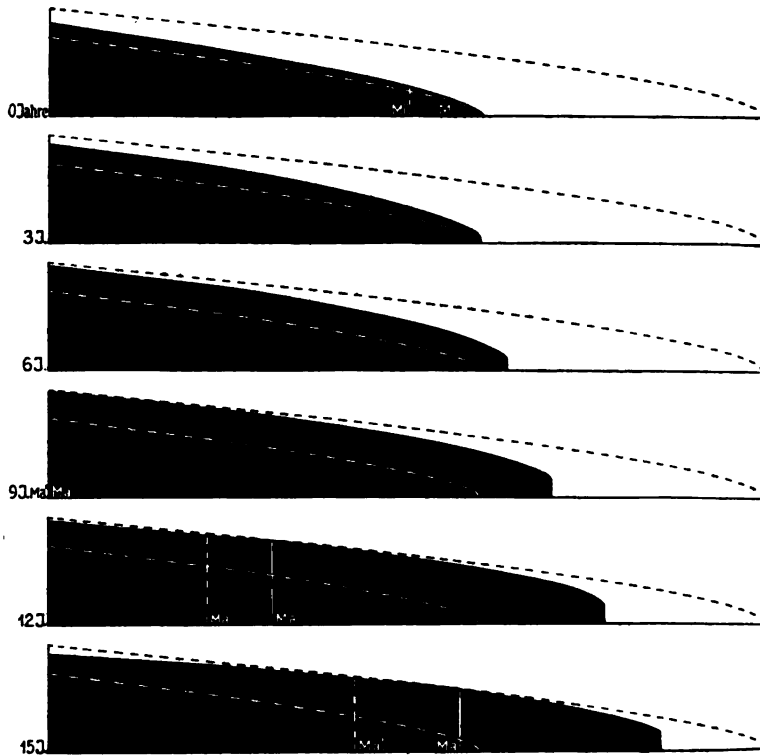
$$L_{max} = \frac{\alpha}{a} (y_m + b)^{\alpha+1} - y_m - b = 383 \text{ m.}$$

$$L_{min} = \frac{\alpha}{a} (y_m - b)^{\alpha+1} - y_m + b = 230 \text{ m.}$$

Die Längsschwankung der Zunge beträgt also 153 m. Maximum und Minimum der Zungenlänge treten gegenüber jenen des Wurzelquerschnittes verspätet auf, ersteres um $(y_m + b):a$, letzteres um $(y_m - b):a$ Jahre. Es wird dadurch die Zeit des Gletscherwachstums um $2b:a$

verlängert, die des Gletscherschwindens um ebensoviel verkürzt. In unserm Beispiel wächst der Gletscher 22 und schwindet 14 Jahre. Analytisch wird die Gleichung der Integralfläche folgendermaßen erhalten: In den Gleichungen der Charakteristik:

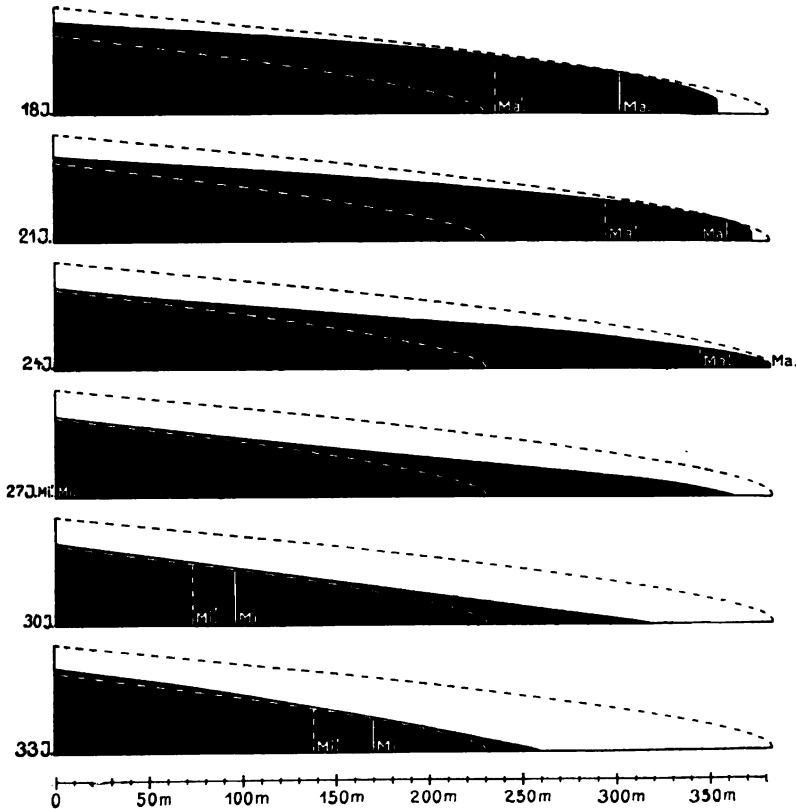
$$x + \mu = -\frac{x}{a} y^{n+1} + y, \quad y = -at + \lambda \quad 5)$$



Figur 9. Gletscher mit langperiodisch schwankendem Wurzelquerschnitt in dreijährigen Zwischenräumen. Höhen- und Längenmaßstab gleich. Die Schwellungsquerschnitte sind durch starke, die nachrückenden Eisquerschnitte durch punktierte weiße Linien dargestellt. (Fortsetzung der Figur siehe nächste Seite.)

ist die Beziehung zwischen den Konstanten μ und λ so zu wählen, daß für $x = 0$ (Wurzelquerschnitt) die Gleichungen: $\mu = -\frac{x}{a} y_0^{n+1} + y_0$, $y_0 = -at_0 + \lambda$ nach Elimination der Konstanten in die Bedingungsgleichung: $y_0 = y_m + b \sin \frac{2\pi t_0}{\omega}$ übergehen. Diese Beziehung ergibt sich durch Elimination von y_0 und t_0 aus den drei letzten Gleichungen.

Wird dann λ und μ aus dieser Beziehung und den beiden Charakteristengleichungen eliminiert, so erhält man die Gleichung der Integralfläche. Statt dessen kann man auch aus den fünf Gleichungen die vier Größen y_0 , t_0 , λ , μ eliminieren. Für den Schnitt mit der x -Ebene, der die Bewegung des Gletscherendes darstellt, erhält man



Fortsetzung von Figur 9.

mit $y = 0$ folgendes Gleichungssystem: $x + \mu = 0$, $0 = -at + \lambda$, $\mu = -\frac{x}{a} y_0^{n+1} + y_0$, $y_0 = -at_0 + \lambda$, $y_0 = y_m + b \sin \frac{2\pi t_0}{\omega}$, woraus nach Elimination von λ und μ folgt:

$$x = \frac{x}{a} \left(y_m + b \sin \frac{2\pi t_0}{\omega} \right)^{n+1} - y_m - b \sin \frac{2\pi t_0}{\omega} \quad (14)$$

$$t = t_0 + \frac{y_m + b \sin \frac{2\pi t_0}{\omega}}{a}$$

Hieraus berechnet sich die Geschwindigkeit des Gletschervorschreitens zu:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{x(n+1)\left(y_m + b \sin \frac{2\pi t_0}{\omega}\right)^n - a}{\frac{2b\pi}{\omega} \cos \frac{2\pi t_0}{\omega} + a} \cdot \frac{2b\pi}{\omega} \cos \frac{2\pi t_0}{\omega} = \omega_a \quad 15)$$

wobei t_0 mit der zweiten Gleichung 14 aus t zu finden ist.

Die zugehörige Höhe y_a der senkrechten Gletscherstirn findet sich aus der Beziehung: $\omega_a = xy_a^n - a$.

Setzen wir in unserm Beispiel $t_0 = 0$, also $t = \frac{y_m}{a} = 12,5$ Jahre,

so wird die Gletscherlänge $x = \frac{x}{a} y_m^{n+1} - y_m = 304$ m und die Geschwindigkeit des Vorschreitens der Gletscherstirn:

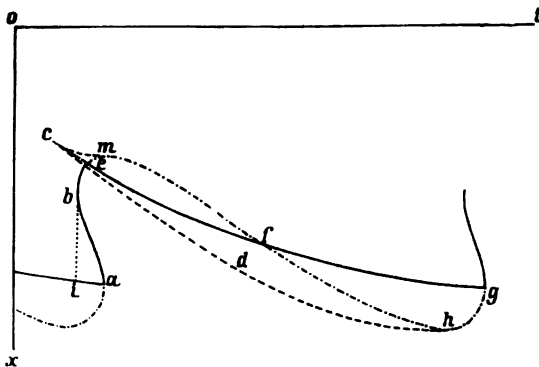
$$\frac{dx}{dt} = \frac{x(n+1)y_m^n - a}{\frac{2b\pi}{\omega} + a} \cdot \frac{2b\pi}{\omega} = 10,0 \text{ m/Jahr.}$$

Die zugehörige Höhe der vorschreitenden Gletscherstirn ist: 12,2 m.

Die Integralfäche wird, wie schon Seite 89 erwähnt, von zwei zur t -Achse parallelen Zylindern berührt, deren Querschnitte in der xy -Ebene die Formen jener stationären Gletscher geben, welche zu den äußersten Wurzelquerschnitten gehören. Bilden wir nun, wie in Fig. 9, die Reihe der aufeinanderfolgenden Gletscherformen, so liegen sie zwischen den erwähnten äußersten Formen und kriechen gewissermaßen an ihnen entlang. Der Charakteristik des größten Wurzelquerschnittes entsprechend wandert ein ausgezeichnete Querschnitt (der aber nicht von den gleichen Eisteilchen gebildet wird) über die Zunge des Gletschers (in unserm Beispiel in 14,5 Jahren) hinab. Oberhalb desselben schwindet, unterhalb wächst der Gletscher, der die größte Länge erreicht, wenn der ausgezeichnete Querschnitt ans Ende gelangt ist. Die Bewegung des Eises bleibt hinter der des ausgezeichneten Querschnittes zurück (im Beispiel bis zu 650 m) und erreicht das Ende erst nach 17,5 Jahren. Ein ähnlicher ausgezeichnete Querschnitt geht vom kleinsten Wurzelquerschnitt aus und durchläuft die Gletscherzunge in 10,5 Jahren. Oberhalb desselben wächst der Gletscher, unterhalb schwindet er. Auch er eilt der Eisbewegung (bis zu 320 m) voraus. Das Eis des kleinsten Wurzelquerschnittes kommt erst nach 12 Jahren an das Ende. Beachtenswert ist der Wechsel in der Form der Gletscherstirn; beim Vorschreiten ist sie steil und gedrunken,

beim Rückgang flach und schwächig. Die besondere Form des stationären Gletscherendes tritt an den Umkehrstellen der Bewegung auf.

Rhythmische Schwellung des Wurzelquerschnittes bei langem Gletscher. Ausgeartete Gletscherschwankung. Die im vorigen Abschnitt geschilderten Verhältnisse ändern sich erheblich, wenn die Dauer einer Schwankung kurz im Vergleich zur Erneuerungszeit des Gletschers ist. Um auch hierfür ein Beispiel zu haben, wollen wir die 36-jährige Schwankung des Wurzelquerschnittes auf einen Gletscher von 200 m Dicke und 2630 m mittlerer Länge, dem eine Erneuerungszeitdauer von 67 Jahren zukommt, wirken lassen. Die Dicke des Wurzelquerschnittes bewege sich zwischen 175 und 225 m, einer Änderung der Geschwindigkeit zwischen 53,0 und 60,0 m/Jahr entsprechend. Die zugehörigen Längen eines stationären Gletschers sind 2143 m und 3155 m. Die Konstruktion der Integralfläche geschieht zunächst mittels der Charakteristiken genau wie im vorigen Beispiel. Die Wellenlinie, in welcher die Integralfläche die xt -Ebene schneidet (siehe Fig. 10, welche die Projektion auf die xt -Ebene darstellt), ist hier noch verzerrter als vorhin, ja im absteigenden Aste ist der steile Abfall bereits in ein schwaches Überkippen bei ab ausgeartet. Die Integralfläche hängt hier nicht mehr bloß in unmittelbarer Nähe des aufsteigenden Astes der genannten Wellenlinie über, sondern der Umriss cdh des Überhanges reicht in der Nähe des Minimums m der Wellenlinie ins Innere der Integralfläche hinein. Die Stelle c , wo der Überhang beginnt, ist dadurch gekennzeichnet, daß dort in der Projektion auf die xt -Ebene sich drei benachbarte Charakteristiken schneiden, nicht bloß zwei, wie an jeder andern Stelle des Umrisses. Hier setzt zunächst eine senkrechte Wand ein, deren Bewegung nach Formel 7) bzw. nach der Konstruktion (Fig. 4 auf Seite 91) zu bestimmen ist. Die Wand erreicht bald bei e das Gletscherende und bildet dann die vorschreitende

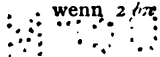


Figur 10. Schematische Darstellung der ausgearteten Gletscherschwankung in der xt -Ebene. Die ausgezogene Linie gibt die wirkliche Bewegung des Gletscherendes. Der Schnitt der Integralfläche mit der xt -Ebene ist strichpunktiert, der Umriss gestrichelt.

in ein schwaches Überkippen bei ab ausgeartet. Die Integralfläche hängt hier nicht mehr bloß in unmittelbarer Nähe des aufsteigenden Astes der genannten Wellenlinie über, sondern der Umriss cdh des Überhanges reicht in der Nähe des Minimums m der Wellenlinie ins Innere der Integralfläche hinein. Die Stelle c , wo der Überhang beginnt, ist dadurch gekennzeichnet, daß dort in der Projektion auf die xt -Ebene sich drei benachbarte Charakteristiken schneiden, nicht bloß zwei, wie an jeder andern Stelle des Umrisses. Hier setzt zunächst eine senkrechte Wand ein, deren Bewegung nach Formel 7) bzw. nach der Konstruktion (Fig. 4 auf Seite 91) zu bestimmen ist. Die Wand erreicht bald bei e das Gletscherende und bildet dann die vorschreitende

Gletscherstirn, deren Bewegung nach Formel 8) zu bemessen ist. Es zeigt sich, daß diese Gletscherstirn erst über den ansteigenden Ast der Wellenlinie bis f hinausführt, dann aber hinter ihm zurückbleibt, wodurch das Maximum h der letzteren bei g abgeschnitten wird. Es erreicht also der Gletscher hier nicht die Länge, welche einem stationären Gletscher vom größten Wurzelquerschnitt zukäme. Die Schwellung dauert nicht lange genug, um genügend Eis für diese Länge zu liefern (in unserm Beispiel wäre noch eine Länge von 140 m auszufüllen) und der Rückzug setzt nach erreichter Größtlänge so rasch ein, daß ein 700 m langes, allerdings nur wenige Meter mächtiges und daher in einem Jahr abschmelzendes Stück am Ende abgestoßen wird. Die Form des stationären Gletscherendes kann sich weder zur Zeit des kleinsten noch des größten Gletscherstandes ausbilden. Ungefähr ein Jahr vor Eintritt des regelmäßigen Niederstandes hat die von oben herabgerückte steile Eiswand das Ende überwältigt und bildet nun die Gletscherstirn, die schon zu Beginn des Vorschreitens ihre größte Wandhöhe von über 80 m erreicht hat. Andererseits wird auch der regelmäßige Hochstand nicht erreicht. Die über die Zunge herablaufende Schwellung trifft die wandartig vorschreitende Gletscherstirn, bewirkt aber kein Maximum der Zungenlänge; es schreitet vielmehr die Stirne nach Eintritt der Schwellung mit abnehmender Wandhöhe gleichsam auseinanderfließend langsam weiter vor und fällt dann rasch der Abschmelzung anheim, wobei kurz vorher noch ein Abreißen der Zunge erfolgt¹⁾. In Fig. 11 sind die aufeinanderfolgenden Gletscherformen in dreijährigen Zwischenräumen dargestellt. Der Längenrückgang dauert hier kaum 2 Jahre, das Längenwachstum dagegen über 34 Jahre. Wir finden demnach, daß in dem zweiten Beispiel der Gletschervorstoß viel stürmischer verläuft als im ersten. Auch das Voreilen der Schwellung gegenüber der Eisbewegung ist hier bedeutender. So läuft die Anschwellung bis zu 680 m dem Eise des größten Wurzelquerschnittes voraus und ähnlich die Abschwellung bis zu 340 m dem Eise des kleinsten Wurzelquerschnittes. Entsprechend der langen Erneuerungszeit des Gletschers wechseln auf der Länge der Zunge An- und Abschwellen mehrfach ab; dagegen nähern sich — eben infolge dieses Umstandes — die Zeiten, welche das Eis verschiedener Quer-

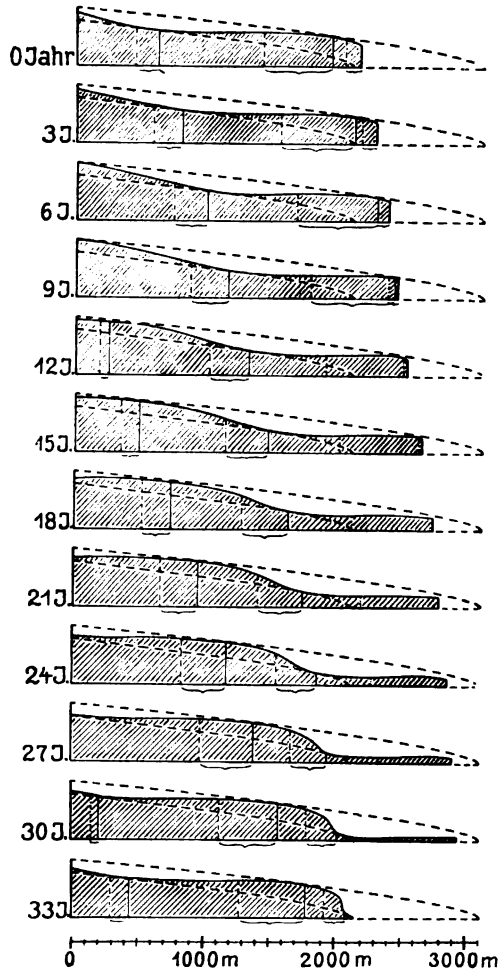
¹⁾ Die analytische Bedingung für das Abreißen der Zunge beim Rückzug ist einfach zu bilden. Es muß die wellenförmige Schnittlinie der Integralfäche mit der x -Ebene im absteigenden Aste überkippen, was in einem negativen Differentialquotienten von t nach t_0 (Formel 14) seinen Ausdruck findet. Ein solcher tritt auf, wenn $2b\pi > a\omega$ ist. In unserem Beispiel ist $2b\pi = 157$, $a\omega = 144$.



schnitte zum Durchlaufen der Zunge nötig hat. Das Eis des größten Wurzelquerschnittes braucht 58 Jahre, jenes des kleinsten 63 Jahre.

Die Eigentümlichkeiten, die dieses Beispiel gegenüber dem vorigen aufweist, sind nur zum geringen Teil durch die größere Dauer der Erneuerungszeit unmittelbar bedingt. So hätte ein ähnlicher Gang der Gletscherschwankung auch für den kürzeren Gletscher erzielt werden können, wenn die Schwankung des Wurzelquerschnittes verhältnismäßig größer angenommen worden wäre. Andererseits würde die Annahme einer kleineren Schwankung beim zweiten Beispiel die regelmäßigen Verhältnisse in der Bewegung des Gletscherendes zur Folge gehabt haben. Wichtig erscheint mir der Umstand, daß bei dem erfahrungsmäßig gegebenen Betrag der Schwankung des Wurzelquerschnittes der stürmische Verlauf der Schwankung eher an großen als an kleinen Gletschern zu erwarten ist.

Schlußbemerkung. Die wenigen hier besprochenen Beispiele erschöpfen natürlich noch lange nicht den Inhalt der partiellen Differentialgleichung, zu deren Diskussion der Rahmen einer Einzelabhandlung nicht ausreicht. Leicht ließen sich die Sonderfälle vermehren, in denen durch passende Wahl der Grenzbedingungen weitere Züge im Verlauf der Gletscherschwankung



Figur 11. Ablauf der ausgearteten Gletscherschwankung durch die in dreijährigen Zwischenräumen aufeinander folgenden Formen dargestellt. Höhenmaßstab verdoppelt. Die ausgezogenen Schwellungsquerschnitte sind mit den hinter ihnen nachrückenden punktierten Eisquerschnitten durch Klammern verbunden.

zum Ausdruck kommen. Keinem Kenner des tatsächlichen Verlaufes der letzten Gletscherschwankungen wird die große Ähnlichkeit des Vorganges der wirklichen Gletscherschwankungen mit dem aus der Differentialgleichung entnommenen entgehen. Freilich darf man aus dieser vielfachen Übereinstimmung noch nicht den Schluß auf das unbedingte Zutreffen der Voraussetzungen der Theorie ziehen. Dazu wäre notwendig, daß alle in den Rahmen unserer Betrachtung fallenden Naturvorgänge in der Theorie eine Erklärung finden und alle aus der Theorie folgenden Möglichkeiten in der Natur auftreten. Beides ist nicht immer der Fall, wie ich schon in den früheren Veröffentlichungen hervorgehoben habe. Namentlich will ich auch hier wieder betonen, daß der letzte Vernagtausbruch das Beispiel einer stürmischen Gletscherschwankung geliefert hat, bei der der oberste Querschnitt sich nur ganz unbedeutend veränderte, während die Geschwindigkeit auf das zehnfache des Kleinstwertes stieg. Mit vollem Recht hat Herr Hans Hess zur Erklärung dieser merkwürdigen Tatsache auf die Geschwindigkeitssteigerung hingewiesen, die eine unter konstantem Druck zum Strömen gebrachte Eismasse andauernd erfährt. Um jedoch die Hessschen Versuchsergebnisse zur Grundlage einer mathematischen Theorie der Gletscherschwankungen machen zu können, müßten sie so erweitert werden, daß sich aus ihnen ein Gesetz zwischen der Größe der zeitlichen Druckänderung, der inzwischen verflossenen Zeit und der vom Eise erlangten Strömungsgeschwindigkeit ableiten läßt, welches dann an Stelle der Beziehung $v = \alpha y^n$ zu treten hätte. Einstweilen möge noch auf den kritischen Wert unserer Theorie hingewiesen werden. Wir entnehmen derselben unter anderm, daß ein Unterschied zu machen ist zwischen dem Volumverlust eines Gletschers seit dem letzten Hochstande und dem Raum zwischen den äußersten Moränen und der Eisoberfläche. Wenn der Hochstand, wie ja zumeist, nur ein kurz vorübergehender gewesen ist, so hat das Eis niemals den letztgenannten Raum ganz ausgefüllt, ja es ist sogar möglich, daß der größten Länge des Gletschers keineswegs ein Maximum des Eisbestandes entspricht. Endlich soll noch die Ergänzung erwähnt werden, deren unsere Theorie innerhalb ihres Rahmens fähig und bedürftig ist. Dazu gehört der Einfluß einer mit der Zeit veränderlichen Abschmelzung, welcher, wenn man ihren Betrag sprunghaft ändernd annimmt, leicht berücksichtigt werden kann. Ferner die Bewegung des Firnes unter der Wirkung der Massenzufuhr von oben, die bisher ganz beiseite blieb und durch die Schwankungen des Wurzelquerschnittes der Zunge

ersetzt wurde. Ich gedenke Erweiterungen der genannten Art nächstens durchzuführen. Eine Hauptschwierigkeit bei diesem Unternehmen liegt in der außerordentlichen Mannigfaltigkeit der Einzelercheinungen, die alsbald dabei auftreten und die Übersicht über das Ganze erschweren. Der Vorteil der bisherigen Betrachtungen, der auf der Einfachheit der Grundlagen beruht, geht dabei allzuleicht verloren.

Schneedünen und Schneebarchane in ihrer Beziehung zu äolischen Schneeablagerungen im allgemeinen.

Von P. N. Tschirwinsky in Kijew.

Durch die nachfolgende kurze Mitteilung beabsichtige ich den der Mehrzahl der Geologen wohl fremden Gedanken klarzulegen, daß äolische Akkumulationen von Schnee unter den gleichen Gesichtspunkten betrachtet werden müssen wie Akkumulationen von Sand und daß die Schneeflächen der nördlichen und der südlichen Halbkugel d. h. die Polargegenden und die Gebiete Rußlands, Sibiriens, Canadas und der Vereinigten Staaten Nordamerikas im Winter vollständige Analoga zu den Sandflächen der Wüsten und Steppen bilden. Diesen Gesichtspunkt hat meines Wissens bisher nur Vaughan Cornish bei seinen Studien in Canada¹⁾ vertreten, während andere Forscher wie Walther und Günther nur unbestimmte Andeutungen in dieser Richtung machen.²⁾ Da meine Mitteilung als Zusammenfassung einer umfangreichen russischen Arbeit erscheint, die demnächst dem Druck übergeben werden wird, behalte ich die in meinem russischen Manuskript durchgeführte Einteilung in Kapitel bei.

I. Morphologie und Bildungsbedingungen äolischer Schneeablagerung an Hindernissen. Betrachten wir zunächst die typischen Ablagerungen

¹⁾ Vaughan Cornish, On snow-waves and snow-drifts in Canada. Geogr. Journ. London 1902, S. 137—175.

²⁾ Analoge Gesichtspunkte vertritt für Schneedünen auch H. v. Staff in seiner Abhandlung „Schnee und Wind“ (Zeitschr. des Deutschen u. Österr. Alpenvereins 37, 1906, S. 45; vgl. Zeitschrift f. Gletscherkunde Bibliographie II S. 76).

an geraden, aufrechten oder geneigten, dichten oder durchlässigen Hindernissen.

Vor einer lückenlosen, wenig ausgedehnten aufrechten Wand, etwa vor einer Hausmauer oder vor einem kompakten, lückenlosen Zaune, bildet sich bei Schneetreiben eine Schneeablagerung in Form eines Halbmondes; sie bleibt vom Hindernis getrennt durch eine ebenfalls halbmondförmige Rinne, die durch Auswehen entstand. Diese Erscheinung betrachten z. B. P. Tichobrasow,³⁾ Cornish,⁴⁾ Ingenieur E. Schubert,⁵⁾ der Verfasser u. a. Meine Beobachtungen wurden im Januar 1906 in Kijew angestellt. Hier am Hauptgebäude des Kijewschen Polytechnikums, dessen Mauern 16 bis 17 m Höhe erreichen und dessen Fassade nach Norden schaut, von wo auch der Wind bei unserm Schneetreiben wehte, bildeten sich drei Barchane, je einer am rechten und am linken vorspringenden Flügel des Gebäudes und einer vor dem mittleren zurückspringenden Teil der Fassade. Diese Barchane entstanden bei Frostwetter in weniger als 24 Stunden. Vor dem linken Flügel des Gebäudes, der 49 m lang ist, lag ein Barchan mit einem Radius von 87 m, vor dem rechten 61 m langen Flügel ein Barchan von 64 m Radius und vor dem mittlern 130 m langen Teile des Gebäudes befand sich ein Barchan mit einem Radius von 126 m. Die freistehenden Hörner des rechten und des linken Barchans waren ein wenig nach außen herausgeblasen. Diese besonders regelmäßig ausgebildeten Barchane hatten eine scharf ausgeprägte Luvseite, — ich verstehe das mit Rücksicht auf die vom Gebäude reflektierten Stromlinien des Windes, so daß die Luvseite die dem Gebäude zugekehrte Seite der Barchane ist — und eine steile Leeseite mit umgebogenem Kamme. Die Neigung der Luvseite betrug annähernd 15° — 17° . Die Luvseite war am unteren Ende der Profillinie ein wenig eingedrückt und trug Spuren der Stromfäden der Luft von unten nach oben gerichtet, wie solche auch an Sanddünen beobachtet worden sind, z. B. von Muschketow, Sokolow u. a. Schubert hat gezeigt, daß die Breite der Rinne zwischen Düne und Hindernis mit der Höhe des Zaunes und der Stärke des Windes wächst; im allgemeinen ist sie bei mittelstarkem Winde gleich der Höhe des Zaunes. Bei den von mir beobachteten Barchanen war jedoch die

³⁾ Resultate künstlicher Schneeanhäufungen. Meteorologitschesky Westnik. St. Petersburg 1895, No. 7.

⁴⁾ L. c. S. 163 Abbildungen dazu.

⁵⁾ E. Schubert, Schutz der Eisenbahnen gegen Schneeverwehungen und Lawinen. Leipzig 1903 oder Organ für die Fortschritte des Eisenbahnwesens 1902.

Breite der Rinne in ihrem mittleren Teile nur etwa gleich der halben Höhe der Wand. Mit zunehmender Länge der Wand oder des Zaunes nimmt auch der Radius der Barchane zu, und bei $R = \infty$ wird deren Krümmung $\left(\frac{1}{R}\right)$ gleich Null: wir haben alsdann einen dem Hindernisse parallel laufenden Wall von Schnee oder Sand. In der Praxis kann man in Rußland beobachten, daß gerade laufende Wälle sich schon an verhältnismäßig kurzen Wänden (dichten Bretterzäunen) bilden. Die vor dem Schneewall zwischen diesem und dem erzeugenden Hindernis sich bildende Rinne dient den Anwohnern bei Schneetreiben als bequemer Weg. Sobald die Rinne verschneit ist, ist auch das Hindernis eingeschneit und dann beginnt die Bildung von Dünen mit Böschungen, die sich umgekehrt in bezug zum herrschenden Winde verhalten, wie das auch beim Sande beobachtet wird.

Ehe ich solche Dünen beschreibe, möchte ich einige Worte über die Ablagerung von Schnee an durchlässigen Zäunen, die dem Winde nur wenig Fläche bieten, etwa an Bretter- oder Gitterzäunen, sagen. Die gewöhnliche Erscheinung in diesem Falle ist die, daß die größte Akkumulation wie beim Sande an der Seite des Zaunes stattfindet, die vom Winde abgewendet ist (Leeseite des Zaunes). Interessante Experimente mit Schnee haben in dieser Richtung P. Tichobrasow¹⁾ und E. Schubert angestellt. Letzterer hat die gewonnenen Resultate durch photographische Aufnahmen verdeutlicht.²⁾ Auf den russischen Eisenbahnen wird der Kampf gegen den Schnee vermittels transportabler, gitterartiger Schutzbretterzäune geführt, die allmählich immer höher und höher auf den aufgewehten Schneewall gesetzt werden, bis sich eine 3, 6, 7, ja selbst 8 m hohe Vordüne gebildet hat, die nun den Bahnkörper vor Schneeverwehungen schützt. Die bezüglichlichen Tatsachen hat Professor Kareischa in Petersburg gesammelt und im Bericht der VI. Sektion des internationalen Eisenbahnkongresses in Paris im Jahre 1900 veröffentlicht.³⁾ An zahlreichen Zeichnungen dieser Arbeit nahm der Verfasser Messungen des Böschungswinkels solcher Vordünen, vor, und zwar an beiden Seiten verschiedener Eisenbahnkörper in Rußland, und fand für die sanfte, jeweiligen vom Bahnkörper abgewandte Seite⁴⁾

¹⁾ A. a. O.

²⁾ A. a. O.

³⁾ Bulletin de la commission internationale du congrès des chemins de fer. Avril 1900. Kurzer Auszug im Zentralblatt der Bahnverwaltung 1900 No. 70 und in der Zeitschrift „Organ für die Fortschritte des Eisenbahnwesens“ 1902.

⁴⁾ Der Bahnkörper liegt oft zwischen zwei Dünen, einer links und einer rechts, die beide ihre Steilseite der Bahn zuwenden. Anm. d. Red.

häufung gibt Fig. 3. Berechnungen und Beobachtungen zeigen, daß bei weitem nicht der gesamte herangewehte Schnee sich vor dem Hindernis ablagert, sondern daß ein großer Teil des Schnees über das Hindernis hinweg geweht wird (so Joh. Ribař, Kareischa, Cornish u. a.). Dabei hat die praktische Erfahrung besonders an den russischen Eisenbahnen gezeigt, daß tiefe Eisenbahneinschnitte gleichwie tiefe Schluchten gar nicht oder doch nur in geringem Maße Schnee-
verwehungen ausgesetzt sind: in diesen bildet sich eine wirbelartige Bewegung der Luft mit horizontaler Achse, wodurch der Wind mit dem Schnee in die Höhe getrieben wird. Deshalb umgibt man tiefe Einschnitte überhaupt nicht mit Schutzwehren. Anders gestaltet es sich bei hoch aufgeschütteten Eisenbahndämmen oder bei Strecken, die an Wasserscheiden liegen, wo im Windschatten sich Schnee absetzt. Aufschüttungen von mäßiger Höhe haben wenig von Verwehungen zu leiden. Die stärksten Schneeverwehungen entstehen in ebenen, baumlosen Steppen, also ganz wie es auch für die Sanddünen gilt. Den Sandakkumulationen ganz analog sind die Anhäufungen treibenden Schnees an kleinen Hindernissen wie etwa an Schienen, Baumstämmen, Sträuchern, Gräsern u. dgl. (vgl. Cornish).

Zum Schluß meiner Ausführungen über unfreie d. h. an Hindernissen gebildete Formen äolischer Schneeakkumulationen sei darauf aufmerksam gemacht, daß gute Zeichnungen solcher Oberflächenformen sich in dem Prachtwerk „Alpine Majestäten und ihr Gefolge“, dann in den Werken über den Kaukasus von Déchy, Freshfield und Sella und an mehreren anderen Orten finden.

II. Morphologie und Bedingungen für die Bildung freier äolischer Formen der Schneeoberfläche. Hierher könnte man meines Erachtens die Schneewellen rechnen, die freien Schneebarhane und die Schneerippelmarken, wie sie Cornish in der obenerwähnten Arbeit trefflich behandelt, seine Darlegungen durch eine Reihe von Zeichnungen erläuternd. Meinerseits möchte ich bemerken, daß die Schneeformen, die jener Autor mit Schneewellen (snow-waves) bezeichnet, in Sibirien unter dem Namen „Sastrugi“ wohlbekannt sind; u. a. beschreibt sie Baron Wrangel,¹⁾ Reclus u. a. Die Sastrugi dienen den Bewohnern der sibirischen Tundren als Wegweiser bei ihren Reisen: sie merken sich den Winkel, unter dem ihr Weg die Sastrugi schneidet und finden ihn so auch, wenn eine andere Orientierungsmöglichkeit fehlt. In

— — —
¹⁾ Baron Wrangel, Reise längs der Nordküste Sibiriens auf dem Eismeer. Leipzig 1845, S. 127.

ähnlicher Weise orientieren sich z. B. die Mikronesier in Dünen, wie Schuck und Hernsheim mitteilen. (Über Sastrugi siehe auch Heim, Handbuch der Gletscherkunde 1885, S. 94.)

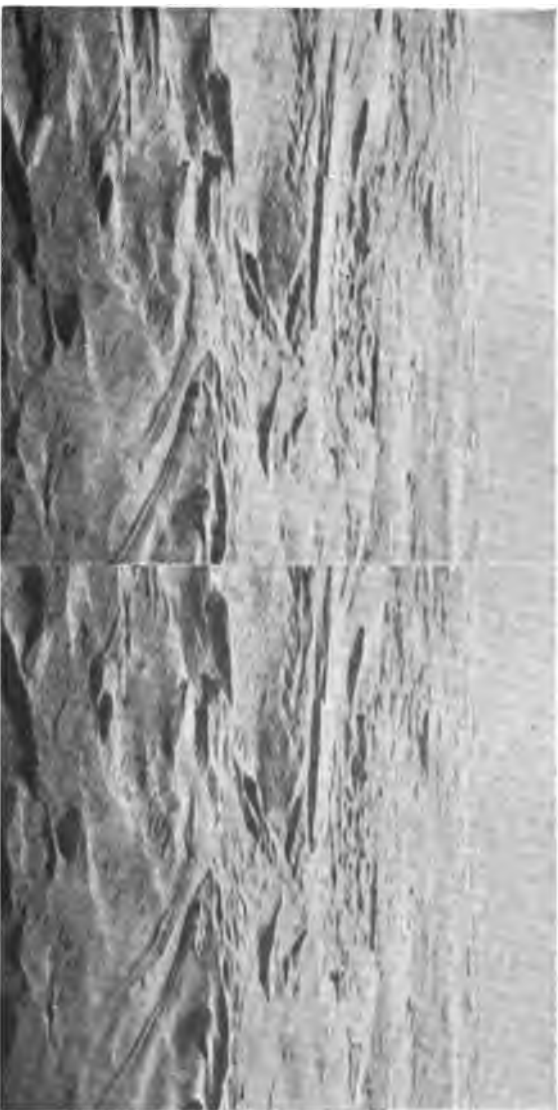
III. Oberes und unteres Schneetreiben. Meteorologische Bedingungen für solches Schneetreiben im Europäischen Rußland. Oberes Schneetreiben entsteht, wenn bei Wind Schnee aus der Atmosphäre niederfällt, unteres Schneetreiben, wenn Schnee durch Wind von der Erde aufgewirbelt wird und so ins Treiben kommt. (Sand wird nur von der Erde hinaufgewirbelt, so daß es nur unteres und kein oberes Sandtreiben gibt.) Bisweilen kombinieren sich beide Arten von Schneetreiben.

Wenn der Schnee in Stürmen über Schnee- oder Eisflächen hinwirbelt, so nennt man diese Art Schneetreiben in Rußland Posjémok. Dies Schneetreiben wird zur größten Plage der Eisenbahnen, weil darin auch festere Eis-Detritus bewegt wird, bestehend aus Eisstücken und Eiskörnern. Solche Posjémki suchen, ganz wie in Sandwüsten, große Ebenen und Flächen heim, wobei die Zungen der einzelnen Ströme an jedem Hindernis, an dem sie branden, gleichsam rauchen. Diese Erscheinung veranschaulicht besonders lebendig das Bild Wereschtschagins „Die Rast der großen Armee“. Bei Schneetreiben bilden sich nicht selten Schneewirbel in Form von Schneehosen größeren und geringeren Umfanges, ganz entsprechend den Sandhosen in den Sandwüsten. Schneestürme werden bisweilen entsetzlich durch ihre Stärke. Die meteorologischen Bedingungen für solche Stürme sind weit besser bekannt als für die Sandstürme in den Wüsten. In Rußland ist in dieser Beziehung die Abhandlung von Sresnewski besonders wichtig.¹⁾ Seine Resultate beruhen auf den Beobachtungen aller Tage, an denen im Laufe der zehn Jahre 1879—1889 durch Schneeverwehungen in Rußland Eisenbahnzüge aufgehalten wurden. Die Statistik der Schneeverwehungen hat ihm den Zusammenhang gezeigt, der zwischen diesen Verwehungen und der Windrichtung und Windstärke besteht.

Windrichtung	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Zahl der Schneeverwehungen . .	80	41	106	22	66	56	99	31
mittlerer Gradient	2,73	2,84	2,52	2,66	2,31	2,67	2,60	2,80

Der mittlere Gradient ergab sich aus 500 Einzelfällen zu 2,71 mm. Vergleicht man die Jahresperiode der Schneefälle mit der Jahresperiode

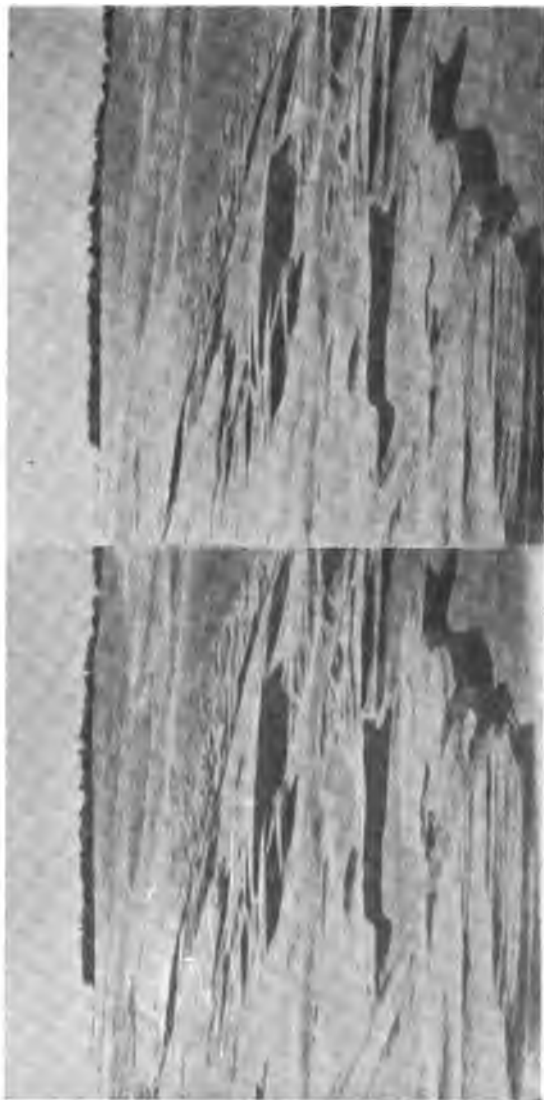
¹⁾ B. Sresnewski im Bulletin de l'Acad. Imp. des Sciences de St. Pétersbourg. 1890, T. LXII.



W. Chirowo phot. 10. Jan. 1907.

Figur 4. Durch Winderosion veränderte Schneeoberfläche im Gouvernement Orlow.

Anmerkung. Dieses Blatt kann für die Betrachtung im Stereoskop vom Leser herausgeschnitten werden.



W. Chitrowo phot. 10. Jan. 1907.

Figur 5. Durch Winderosion veränderte Schneeoberfläche im Gouvernment Orlow.

Anmerkung. Dieses Blatt kann für die Betrachtung im Stereoskop vom Leser herausgeschnitten werden.

der Schneeüberwehungen, so stößt man auf eine große Differenz; daraus kann man schließen, daß Schneefälle nicht notwendige Vorbedingung für Schneeüberwehungen sind. Die zweite Hälfte des Winters ist reicher an Schneeüberwehungen als die erste. Diese Erscheinung findet ihre Erklärung unter anderem darin, daß in der zweiten Hälfte des Winters sich mehr Schnee angesammelt hat, der Material zu Schneetreiben (Posjémki) bietet, und außerdem erreicht im Monat März die Stärke des Windes im europäischen Rußland ihr Maximum.

Um die Menge des in horizontaler Richtung treibenden Schnees zu messen, schlägt Kusnezow zwei Arten von Apparaten, „Schneetreibmesser“, vor,¹⁾ die eventuell auch für analoge Messungen von Sandtreiben von Nutzen sein könnten.

IV. Metamorphismus und Verwitterung von Schneeablagerungen.

Die Metamorphose der Schneeablagerungen besteht in einer Verdichtung des Schnees, seiner Umwandlung in Firn und schließlich in Eis. Dieser Prozeß ist genügend erforscht, so daß er als recht gut bekannt gelten kann. Ich will ihn daher hier nur streifen. Am häufigsten verändert sich die Schneedecke an ihrer Oberfläche, indem sich hier krustiger Schnee bildet. Bisweilen bilden sich mehrere Krusten übereinander, wie es z. B. Nansen in Grönland beobachtete. Eine solche Verdichtung des Schnees an der Oberfläche entsteht meistens durch abwechselndes Tauen und Gefrieren, kann aber nach Cornish auch ohne ein solches eintreten. Eine in dieser Weise dichter gewordene dünenartige Schneeablagerung ist schon in viel geringerem Maße den Wirkungen des Windes ausgesetzt. Die unter dem Schnee befindliche (liegende) Kruste könnte man mit dem Ortstein der Sanddünen vergleichen, die hangende Kruste gewissermaßen mit der bekannten schwarzbraunen Rinde der Gesteine der Wüsten. Eine Schneedecke, besonders wenn sie vereist ist, kann durch Wasser abgetragen oder bei Frostwetter durch Wind fortgeblasen werden, wobei sich zuweilen eine Art von Schichtung schräge liegenden Schnees heraus präpariert, wie das Cornish beobachtet hat. Stereoskopische Photographien, die mein Freund W. Chitrowo im Januar dieses Jahres (1907) im Orlowschen Gouvernement aufgenommen hat, geben ein allgemeines Bild einer solchen Schneeoberfläche. Die Figuren 4 und 5 sind diesen Stereogrammen entnommen. Der aus Schnee sich bildende Detritus,

¹⁾ Kusnezow, Messungen von Schneemassen, die durch Wind in horizontaler Richtung getrieben wurden. Dazu eine Abbildung. Meteorologischer Sbornik. St. Petersburg 1900, S. 477—481.

der aus Eisstücken und Eiskörnern besteht und vom Winde fortgetragen wird, zieht Furchen und schleift (poliert) die Schneeoberfläche analog der Wirkung des Sandes in der Wüste, abgesehen von dessen härterer Eigenart. Cornish hat in seiner Arbeit einige Formen solcher Schneeablagerungen beschrieben, die sich durch die Wirkung des Windes, der Schnee-Detritus mit sich führte, verändert hatten. Man vergleiche auch die Ausführungen von Svenonius (Stockholm Foreningens Förhandlingar 1892, Bd. XIV S. 491, *ibid.* Bd. XXI S. 569, *cfr. ibid.* XXII S. 283).

Kijew, Geologisches Kabinet der Universität.

Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale.

Mit einer Karte und 28 Zeichnungen im Text.

Vorläufige Mitteilung von Dr. Otto Ampferer.

(Schluß.)¹⁾

Beschreibung der Terrassen im unteren Inntal.

Oberangerberg. Die Angerbergterrasse, welche von Achenrain bis Niederbreitenbach an der Nordseite des Inns hinstreicht, wird durch die tiefe Quertalung von Breitenbach in zwei Teile, den Ober- und Unterangerberg geschieden. Wenn wir von einem ganz kleinen Breccienriff westlich der Kirche von Breitenbach absehen, so wird der Oberangerberg größtenteils von Tertiärschichten, außerdem aber noch von geringen Resten von fluvioglazialen Schottern und Sanden, Torflagern sowie Spuren von Grundmoränen aufgebaut. Die Tertiärschichten (Fortsetzung der Häringer Schichten) bestehen teils aus festen, verkitteten Schotter- und Sandlagen, teils aus weicheren Sandsteinen und Mergeln, denen einzelne Kohlenreste beigesellt sind. Sie bilden eine dem Bergwall Voldöppberg-Zimmererkopf parallel streichende Mulde, deren Nordflügel steiler aufgerichtet ist als der vom Inn bespülte Südflügel. In allen einigermaßen tieferen Einrissen am Nord- und Südrand sind die Tertiärschichten aufgeschlossen. Da nun aber die Konglomerate bei der

¹⁾ Siehe oben S. 29.

Verwitterung in Schotter, die Mergel in Lehm zerfallen, so ist bei oberflächlicher Betrachtung die Verwechslung mit jüngeren Ablagerungen sehr naheliegend. Es lassen sich jedoch die tertiären Verwitterungsschotter nach der stärkeren Zersetzung, leichteren Zerbrechbarkeit und dem häufigen Vorkommen von eingedrückten Geröllen von den jungen Schottern trennen.

Größere Anhäufungen von geschichteten Schottern und Sanden fehlen im Bereiche des Oberangerbergs völlig. Verhältnismäßig am reichsten daran ist noch die breite Mulde, in welcher die Reintaler Seen liegen. Hier haben wir bei Achenrain an der Westecke von P. 574 einen Aufriß von Inntalschottern, denen ziemlich viel kalkalpines Material (Liasgerölle!) beigemischt ist. Gehen wir dem Abfluß der Seen entlang aufwärts, so haben wir gleich südlich am Nordabfall von P. 574 einen kleinen Rest von Inntaler Grundmoräne. Am Hügel zwischen Frauen- und Krummsee waren 1906 gelegentlich eines Hausbaues schräg nordfallende Inntalschotter angeschnitten, aus denen viele rote Liasgerölle hervorsahen.

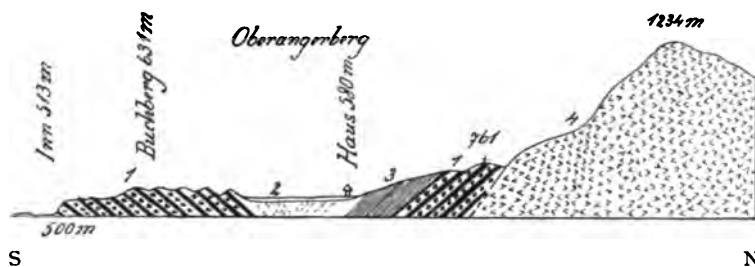
Kleine Aufschlüsse von Schottern, Kiesen und Sanden sind in der Umgebung der Reintalerseen nicht selten.

Außer dem schon erwähnten Rest von Grundmoräne südlich des Seebaches konnte ich noch kleine Überbleibsel dieser Ablagerung westlich vom Bergsteiner See in etwa 700 m, nordöstlich von Schindla bei 730 m, sowie westlich von Ramsau bei der Lehmgrube in den Tertiärmergeln bei 560 m Höhe entdecken. Es sind dies aber ganz winzige, unbedeutende Vorkommnisse.

Wenn wir ein Querprofil (Fig. 22) durch die Terrasse (1 = tertiäres Konglomerat, 2 = Torfbecken, 3 = tertiäre Mergel und Sandsteine, 4 = Triasdolomit) mit dem Reliefbild der Oberfläche vergleichen, so bemerken wir sofort, daß der Bau des Untergrundes sehr deutlich hervortritt. Wo wir am Südflügel der Mulde die harten Konglomeratbänke, wechselnd mit Mergel- und Sandsteinzwischenlagen haben, da sehen wir eine außerordentlich klar und feingliedrig ausgearbeitete Furchenlandschaft vor uns. Dagegen zeigt der Nordflügel entsprechend seinem Aufbau viel weicher gerundete Formen. Es kann nach meiner Einsicht keinem Zweifel unterliegen, daß die Ausprägung dieses Reliefs als die Wirkung eines darüber bewegten Eisstromes anzusehen ist. Die Furchen zwischen den einzelnen Rücken sind größtenteils sattelförmig gebogen und ziehen wie die Pflugstriche eines Ackerfeldes in mehrfacher Reihe und untereinander parallel auf- und abschwelend dahin.

Wir haben auf den Inntalterrassen mehrfach die Anlage einer zentralen Muldenzone beobachten können. Hier tritt diese Erscheinung sehr auffallend hervor, da diese Mulde nicht nur sehr breit, sondern auch noch mit lebendigen und verdorrten Seen erfüllt ist. Zudem ist der nördliche Höhenzug beträchtlich höher als der südliche. Im ersteren haben wir Erhebung von 759, 765, 761, 745, 756, 785, 713 m Höhe, im zweiten solche von 574, 642, 619, 596, 631, 675, 578, 642 m. Die oberflächliche Mulde fällt nach allen Aufschlüssen ziemlich genau mit der tektonischen zusammen.

Unterangerberg. Der Unterangerberg besitzt keinen so einheitlichen Bau wie der Oberangerberg. In der Quertalung von Breitenbach tritt ein hellgrauer, großenteils breccien- und trümmerartiger Dolomit (Hauptdolomit) hervor, welcher den niedrigen Felssaum im Osten



Figur 22. Querschnitt durch den Oberangerberg. ca. 1:33 000.

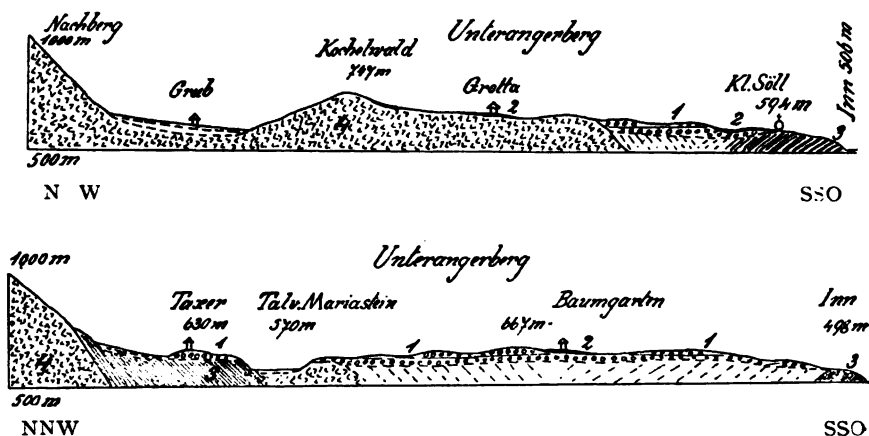
und Westen von Breitenbach sowie die breite Aufwölbung des Kochelwaldes (740 m) bildet. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Dolomitkuppen einer zusammenhängenden Erhebung angehören.

Ziemlich weit davon entfernt tritt bei Mariastein an der Nordseite sowie unterhalb von Angath an der Südseite wieder derselbe breccienartige Dolomit zutage. Auch diese Aufragungen dürften zusammenhängen. Zwischen diesen beiden größeren Dolomitpolen lagern nun die Tertiärschichten, welche aber gegen Osten weit darüber hinausgreifen. Es sind nicht mehr die festen Konglomerate des Oberangerbergs, sondern mit Ausnahme von zwei beschränkten Stellen (Konglomerate südlich von Tal und an der Innschleife bei Angath) weiche Sandsteine, Mergel sowie Lehmschichten mit eingestreuten, auffallend glatten Quarzgeröllen.

Die Muldenstruktur finden wir hier ebenfalls wieder, wenn sie auch gelegentlich von Querfältelungen durchkreuzt wird. Die Aufschlüsse in diesen Schichten sind auf das Inngehänge sowie den Tal-

zug beschränkt, welcher den Unterangerberg vom nördlichen Bergwall scheidet.

Während am Oberangerberg die Beteiligung der glazialen Ablagerungen ganz zurücktritt, gewinnen hier Inntalschotter und Sande sowie Grundmoränen eine größere Ausdehnung. Nördlich der Dolomitschwelle von Breitenbach finden wir eine Einlagerung von Mehlsanden und Inntalschottern. Inntalschotter und Sande (1) überziehen, meistens allerdings nur als Decke, wohl den ganzen flachen Buckel des Unterangerbergs mit Ausnahme der Dolomitskuppe (Triasdolomit (4)) des Kochelwaldes (Fig. 23), die nur einzelne Flecken von Inntaler Grundmoräne (2) trägt. Die besten Aufschlüsse liefern die tieferen Gräben



Figur 23. Querschnitte durch den Unterangerberg. ca. 1:33000.

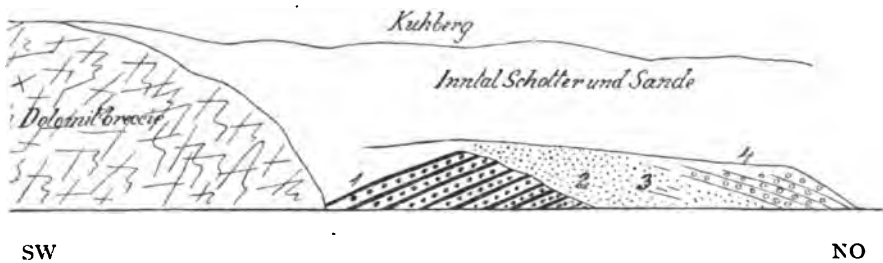
an der Nordseite der Terrasse, wo wir bei Endtal, nördlich von Schollengrub, dann zwischen Bichl und Jand eine mächtigere Einlagerung von Inntalschottern erkennen.

Hier treten aus ihnen starke Quellen vor, welche uns zeigen, daß in geringer Tiefe der wasserdichte Sockel der tertiären Sandsteine und Mergel (3) durchstreicht. Auf diesem Umstand beruht überhaupt die auffallende Sumpfigkeit weiter Landstriche der Hochfläche. Größeren Aufschlüssen in den Schottern begegnen wir endlich nördlich von Angath und am letzten Ausläufer des Unterangerbergs gegen Niederbreitenbach. In den Schottern nördlich von Angath fand ich Julier Granite, Amphibolite, Ötztaler Eklogite, Zillertaler Strahlsteine, Augengneiß, Serpentin, Triaskalke vertreten.

Die Inntalschotter überziehen das Grundgebirge und füllen insbesondere dessen Furchen und Mulden aus. Es ist bezeichnend dafür,

daß auf der ganzen Hochfläche nirgends das anstehende Tertiär zum Vorschein gelangt. Über den Schottern und Sanden oder auch unmittelbar auf dem Grundgebirge ruht an vielen Stellen Inntaler Grundmoräne. Gleich nordöstlich von Breitenbach finden wir in dem Graben zwischen Straß und Moosmühle schön entwickelte Grundmoräne, welche aus der Niederung von 550 m zur Höhe von Aigen und gegen Berg (660 m) aufsteigt.

Dem Dolomitbuckel des Kochelwaldes sind bei Grotta, bei Endfelden sowie an anderen Stellen kleine Reste von Inntaler Grundmoräne aufgesetzt. Weitere Vorkommnisse dieser Art liegen bei Waldtal, südlich von Endtal, bei Talen und Baumgarten. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Grundmoränendecke unter der Vegetation eine weite Verbreitung inne hat.



Figur 24. Ansicht der Aufschlüsse an dem Innknie nördlich von Angath.

Der größte und inhaltsreichste Aufschluß (Fig. 24) befindet sich am Ausläufer des Unterangerbergs (Kuhberg), wo derselbe von der großen Innschlinge berührt wird. Wir haben eine hohe Stufe von Brecciendolomit vor uns, an deren Ostseite sich ein ziemlich steil aufgerichtetes, wohlgeschichtetes Konglomerat (1) anlehnt. Das Konglomerat besteht aus starkgerollten Innschottern, die festere und weichere Lagen bilden. An der Ostseite wird dieses wohl tertiäre Konglomerat von einer schrägen, glatten Fläche abgeschnitten, auf welcher unmittelbar eine mächtige, stark bearbeitete Inntaler Grundmoräne (2) aufrucht. Dieselbe enthält zahlreiche prächtig geschliffene und gekritzte Geschiebe aus vielen Kalkarten (Wettersteinkalk, Liaskalk!), Hauptdolomit, aus Gosaukonglomeraten und Serpentin; daneben zahlreiche Gerölle aus Graniten, Amphiboliten, Augengneiß. Diese Grundmoräne ist gegen 40 m mächtig, wobei ihr Liegendes selbst bei niedrigstem Wasserstand des Inns nicht entblößt wird. Sie unterteuft das heutige Innbett. Gegen Osten hin stellen sich einzelne schräge geschichtete

Lagen (3) in der Grundmoräne ein, über welche sich dann lose, schräg geschüttete Innschotter (4) breiten.

Diese Grundmoräne gehört aller Wahrscheinlichkeit nach einer älteren Vergletscherung an. Steigt man vom Innstrand zur Anhöhe des Kuhbergs empor, so findet man über der beschriebenen Grundmoräne mehrfach in den kleinen Aufschlüssen der Hohlwege Innalschotter und Sande angeschnitten. Größere Aufschlüsse dieser Ablagerungen eröffnen uns die Gräben an der Nordseite des Kuhbergs. Spärliche Andeutungen einer Grundmoräne entdeckte ich nur gegenüber der Kapelle (518 m) westlich von Niederbreitenbach. Hier tauchen in einer sandig schotterigen Schuttmasse einzelne gekritzte Geschiebe auf.

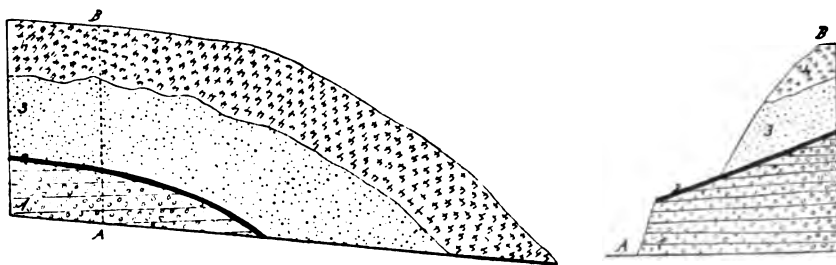
Überschauen wir nach diesen Ausführungen noch einmal den Unterangerberg, so erkennen wir über dem Grundgebirge mit Ausnahme der Kuppel des Kochelwaldes eine wohl allenthalben vorhandene Decke von Innalschottern und Sanden, welche auf der Hochfläche nur geringe Mächtigkeit besitzt, dagegen in einzelnen Mulden und am Nordabfall größere Dicke erlangt. Die Grundmoräne erscheint meist nur als ein dünner, lückenhafter Anflug darüber gebreitet. Auch von ihr liegen die größeren Ansammlungen in mehr seitlichen Furchen aufgestapelt.

Die Hochfläche des Unterangerbergs ist ziemlich regelmäßig und sehr flach gewölbt. Die einzelnen Erhebungen ragen nur sanft und in leichtem Schwunge über die Einsenkungen empor. Abgesehen vom Kochelwald (740 m) schwanken die Senken und die in der Talrichtung gestreckten Höhen etwa zwischen 620 und 680 m. Die Talfurche im Norden des Unterangerberges steht mit der Quertalung von Breitenbach und mit dem Innale in Verbindung, so daß der Unterangerberg ringsher von Niederungen umgrenzt wird. Die kleine Terrasse, welche sich nördlich der Talfurche von Mariastein an den Bergwall lehnt, besteht im längeren westlichen Teile aus steil südfallenden Tertiärschichten, im kleineren östlichen aus Trias. Darüber liegen bei Embach und Taxer Innalschotter (siehe Fig. 23). Südlich von Embach ist über den Tertiärmergeln ein Rest von Innaler Grundmoräne erhalten.

Häringer Terrasse. Während der Inn im Bereiche der Angerbergterrassen seine Erosionsfurche zwischen diesen Terrassen und dem südlichen Bergwalle durchzieht, wendet er sich unterhalb von Wörgl schärfer gegen Nordosten und trennt nun die Häringer Terrasse von dem nördlichen Gebirgskamme ab. Er schneidet durch diesen Richtungswechsel die Häringer Terrasse von der Angerbergterrasse ab, deren unmittelbare östliche Fortsetzung sie bildet. Das tritt besonders deutlich im Bau der Tertiärschichten zutage.

Der Untergrund dieser Terrasse ist sehr mannigfach zusammengefügt. Im westlichen Teil herrschen die Tertiärschichten vor, denen einzelne Aufragungen des Triasuntergrundes eingeschaltet sind. Von Häring ostwärts treffen wir bei Osterndorf, Birnberg, Himberg und Wildschwendt Erhebungen von Muschelkalk. Im Nordosten haben wir den mächtigen Hauptdolomit Rücken des Kufsteiner Waldes. Bei Letten tritt Senon hervor. Entlang den Schluchten der Weißbacher Ache und des Geisbaches beobachten wir eine Scholle von Senon und Lias.

Über den niedrigeren Teilen dieses Grundgebirges liegen nun wieder Inttalschotter und Sande ausgebreitet, welche eine Reihe von langgestreckten, leise auf und abschwellenden Höhenrücken bilden. Von Grundmoränen ist auf der Hochfläche dieser Terrasse keine einigermaßen größere Masse erschlossen. Da und dort finden sich einzelne



O

Figur 25 a.

W

N

Figur 25 b.

S

Figur 25 a stellt eine Ansicht der Schuttflanke am neuen Fahrweg von Unter-Gasteig nach Ober-Gasteig bei 540 m Höhe dar. Figur 25 b gibt dazu einen Querschnitt.

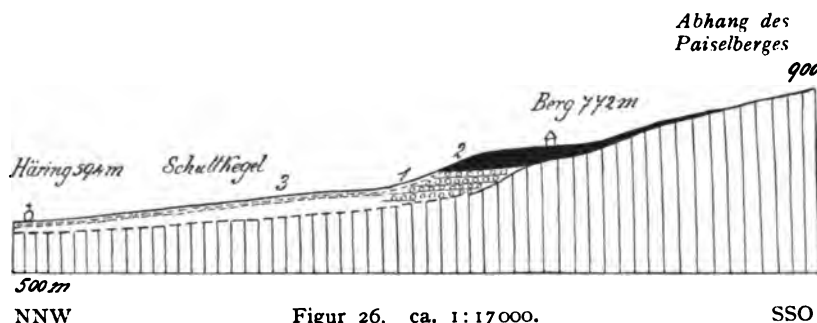
seltene, gekritzte Geschiebe in den oberflächlichen Lagen der Schotter. Dagegen sind reichliche Massen von stark bearbeiteter Inttaler Grundmoräne in den Gräben zu finden, welche im Süden und Osten von der Terrasse zum Kalkgebirge emporziehen.

Einen interessanten Aufschluß haben im Spätherbst 1906 die Wagarbeiten an der Straßenumlegung zwischen Unter- und Ober-Gasteig bei 540 m Höhe am Südwestabfall der Häringer Terrasse freigelegt. Wir sehen hier (Fig. 25) als Unterlage horizontal geschichtete Inttalschotter (1). Sie werden von einer schrägen, konglomerierten, schmalen Schotterdecke (2) abgeschnitten. Auf dieser geglätteten Decke ruht Inttaler Grundmoräne (3) mit zahlreichen gekritzten Geschieben von verschiedenen Kalken, Buntsandstein, Serpentin und Geröllen aus Granit, Amphibolit, Quarzphyllit Sie geht nach oben in eine rotbraune Verwitterungszone (4) über. Höher oben schürft derselbe

Fahrweg Innalschotter und Sande an, welche auch an dem schön gewölbten Höhenzug südlich von Ober-Gasteig in einer verlassenen Schottergrube angebrochen erscheinen.

Streifen wir nun kreuz und quer über die Häringer Terrasse, so begegnen wir in Hohlwegen und Schotterbrüchen allenthalben den gewöhnlichen Innalschottern und Sanden. Entsprechend der Lage der Terrasse zeigen diese Schotter eine starke Beimengung von Grauwacken und roten Quarzsandsteinen, was wohl das Vorherrschen der Waldbedeckung auf diesen Hochflächen erklärt. Im übrigen unterscheiden sich die Schotter nicht von den gewöhnlichen Innalschottern. Größere Aufschlüsse sind nur westlich von Kirchbichl am Innalabhang zu sehen.

Der Mangel der Grundmoränendecke auf der Hochfläche ist um so auffallender, als wir, wie schon erwähnt, an den umgebenden Berg-



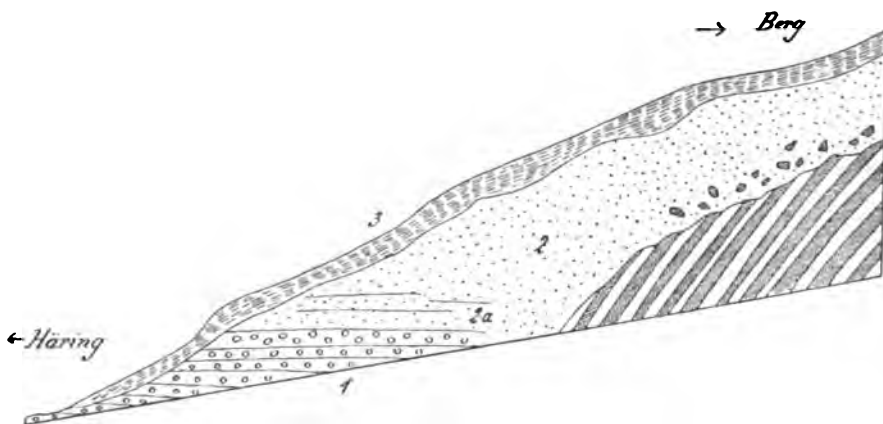
Figur 26. ca. 1:17000.

SSO

gehängen große Vorräte derselben aufgespeichert finden. Die schönsten Aufschlüsse dieser Art bietet der Graben, welcher von Häring zum Sattel zwischen Bölfen und Paiselberg aufsteigt. Hier stellen sich (Fig. 26) schon ziemlich über dem Niveau des Häringer Beckens von 640 m aufwärts horizontal geschichtete, stark gerollte Innalschotter und Sande (1) ein. In diesen sandigen Schottern finden sich neben massenhaften Geröllen von rotem Sandstein auch selten solche von Juliergranit. Auf die Schotter legt sich in 680 m Höhe anfangs sandige, geschichtete (2 a), dann reine Innaler Grundmoräne (2). Dieselbe greift von den Schottern bergwärts auf die nordwestfallenden Häringer Schichten über. In dem Seitengraben, welcher hier gegen Berg (772 m) aufsteigt, ist diese Auflagerung ausgezeichnet erschlossen. Wir erkennen an vielen Stellen, daß die Grundmoräne, welche hier 20—30 m mächtig auftritt, in ihren untersten Lagen kleine und größere eckige Trümmer aus dem liegenden Häringer Schiefer aufgenommen hat (siehe

Fig. 27). An frisch entblößten Flächen sieht man die Häringer Schichten unter der Grundmoräne geschliffen.

Es ist wichtig zu bemerken, daß die Grundmoräne, allmählich dünner werdend, über dem Grundgebirge bis 800 m Höhe aufwärts strebt. In dieser Grundmoräne befinden sich zahlreiche prächtig geschliffene und geritzte Geschiebe. Wettersteinkalk, Muschelkalk, Triasdolomite, Liaskalke, Buntsandstein, Schwazer Dolomit, Serpentin, Granit, Amphibolit, Strahlsteinschiefer, Glimmerschiefer, Quarzphyllite, Bänderkalke, weißer Marmor ... sind als Geschiebe oder Gerölle darin vorhanden. Die Grundmoräne wird oberflächlich von eckigem Schutt (3)



NW Figur 27. Ansicht der Aufschlüsse gegenüber vom Kohlenbergwerk. SO

aus Buntsandstein und Triaskalken übergossen, welchen der Bach dieses Grabens herabgeführt hat.

Den untersten Terrassenteil östlich von Schwoich habe ich noch nicht kartieren können. Ich verweise hier auf die Angaben, welche P e n c k im Führer zur Glazialexkursion in die Ostalpen (XII. Internationaler Geologenkongreß, Wien 1903, 63—66) veröffentlicht hat.

Die Terrassen stellen keine Endmoränenlandschaft dar. Die gesamten hier beschriebenen Terrassen hat P e n c k zuerst als eine großartige, dem Inntale eingebaute Endmoränenlandschaft begriffen und dargestellt. Mir selbst ist lange Zeit diese Erklärung außerordentlich einfach und klar erschienen. Heute kann ich sie nicht mehr für richtig halten. Nach dieser Erklärung wäre der Oberangerberg als Teil des Zungenbeckens, Unterangerberg als Drumlinzone, Kuhberg und Häringer Terrasse als Endmoränenwälle aufzufassen.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Oberangerberg die Anzeichen kräftiger glazialer Erosion zur Schau trägt. Die Erscheinungen, welche wir hier beobachten, sind jedoch in jeder glazialen Furchenlandschaft wieder zu finden und hier wohl nur deshalb so schön entwickelt, weil der Kraftstrich des darüber geschobenen Eises gerade mit dem Streichen der Konglomeratbänke und ihrer weicheren Zwischenlagen zusammenfällt. Es darf hier nicht übersehen werden, daß im westlichsten Teil des Oberangerbergs in der Umgebung der Reintaler Seen mehrfach Reste von Inntalschottern über dem Tertiär ruhen, welche ganz gleichmäßig ins Oberflächenrelief einbezogen sind. Dieselben sind nicht bloß auf die Muldenzone beschränkt, der die Seen angehören, sondern auch über die südlich davon aufragenden Höhen (642 m) verbreitet. Man kann diese Verhältnisse nicht nach dem Vorgange J. Müllners¹⁾ durch die Annahme erklären, daß der Bühlgletscher erst den Tertiärgrund ausschürfte, dann zurückwich, Schotter darüber breitete und in diese dann die heutige Wannenlandschaft einhöhlte. Einmal stimmen die Schotter ihrer Zusammensetzung und Ausbildung nach nicht mit dieser Annahme überein. Des weiteren ist es sehr unwahrscheinlich, daß bei einer so geringfügigen Gletscherschwankung Schotter von 540 bis 642 m Höhe aufgefüllt und diese dann so tief wieder ausgehöhlt wurden. Wir müssen uns dem Schlusse zuwenden, daß die Inntalschotter den Oberangerberg bedeckten und erst später durch vorwiegend glaziale Erosion davon entfernt wurden.

Die Angerberg-Terrassen beginnen ganz schmal an einer Stelle des Inntales, wo sich die beiderseitigen Felswälle sehr nahe treten. Wir haben hier zwischen der Mündung des Brandenberger Tales und dem Rattenberger Stadtberg nur eine Entfernung von $2\frac{1}{4}$ km. Die Bergwände des Inntales weichen nun aber ostwärts beträchtlich auseinander, wobei jede für sich ungefähr in gerader Richtung fortstreicht. Bei Wörgl sind dieselben nahezu 6 km voneinander abständig. Dabei bleibt die Talebene des Inns durchaus ungefähr von derselben Breite ($1\frac{1}{2}$ — $1\frac{3}{4}$ km). Die Angerberg-Terrassen sind also in eine trichterförmige Erweiterung des Inntales eingefügt, welche bei Rattenberg ihren Anfang und bei Wörgl ihr Ende hat, indem sich hier der keilförmige Rücken des Paiselberges mit seinem Vorposten, dem Grattenberg, in die weite Talöffnung hineindrängt.

¹⁾ „Die Seen des unteren Inntales in der Umgebung von Rattenberg und Brixlegg“, Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg. III. F., 49. Heft, S. 47—264, Innsbruck 1905).

Der Unterangerberg wird durch die Quertalung von Breitenbach vom Oberangerberg geschieden. Diese Talung muß älter als die Decke von Inntalschottern und Grundmoränen sein, weil bei Breitenbach Mehlsand und Innschotter darin eingebaut liegen und südöstlich der Moosmühle sowie westlich von Ramsau die Grundmoränen nahezu ganz ins Tal herabsteigen. Dasselbe gilt auch von dem Talzug, welcher den Unterangerberg im Norden umgrenzt. Auch hier reichen Inntalschotter an mehreren Stellen ganz in den Talgrund herab. Ebenso findet sich bei Embach ein Grundmoränenrest knapp über dem Talboden. Auf der Inntalseite steigen Schotter und Sande mehrfach, so besonders in der Gegend von Angath, ganz ins Inntal hernieder. Wir erkennen also, daß der Unterangerberg schon vor der Überdeckung durch Schotter und Grundmoränen allseitig von Tiefenzonen umzeichnet war. Über dem Grundgebirgssockel baut sich eine Decke von Schottern und Sanden mit einem Grundmoränenschleier auf.

P e n c k hält dafür, daß die Hügel und Anhöhen, welche über die Hochfläche des Unterangerbergs aufragen, vorzüglich aus Grundmoränen bestehen. Die in der Talrichtung langgezogenen Hügel besitzen tatsächlich drumlinartige Formen. Sie bestehen aber der Hauptsache nach aus geschichteten Inntalschottern und Sanden, welchen nur da und dort ein Fleck von Grundmoräne aufsitzt. Ich habe auf zahlreichen Kreuz- und Querzügen so ziemlich die meisten Aufrisse und Hohlwege aufgesucht und dabei erkannt, daß die Grundmoränen nur sehr geringen Anteil am Aufbau der Erhebungen haben. Die größeren geschlossenen Massen von Grundmoränen finden sich im Gegenteil in Vertiefungen eingelagert.

Den untersten Teil des Unterangerbergs, den Kuhberg, trennt P e n c k vom übrigen ab, da derselbe vorzüglich aus Endmoränen bestehen soll. Landschaftlich tritt eine solche Scheidung aber nicht hervor. Die Terrasse des Unterangerbergs, welche bei Wörgl ihre größte Breite (bei $3\frac{1}{2}$ km) erreicht, wird talabwärts vom Inn scharf zugeschnitten. Dabei bleibt aber ihre Oberfläche in derselben Höhenlage (620—640 m) und behält vollkommen denselben Charakter. Ebenso wenig konnte ich auch im inneren Aufbau die Struktur von Endmoränenwällen erkennen.

Am großen Aufschluß an der Innschlinge (Fig. 24) haben wir über dem Tertiärkonglomerat wahrscheinlich ältere Grundmoräne gefunden, die von schrägen Inntalschottern übergossen ist. Inntalschotter und Sande bauen auch den oberen Teil des Kuhbergs auf, wie man an vielen

kleinen Aufschlüssen bemerkt. Es sind genau dieselben starkgerollten, buntgemischten, wohlgeschichteten Inn talschotter und Sande, wie wir sie aus zahlreichen Einrissen der Inn talterrassen kennen.

P e n c k gibt im Führer zur Glazialexkursion in die Ostalpen¹⁾ seine Auffassung in einem Profile wieder, das den untersten Angerberg und die gegenüberliegende Häringer Terrasse schneidet. Ich füge demselben (Fig. 28a) in Fig. 28b ein im natürlichen Verhältnis von Höhe und Länge gezeichnetes Profil mit den Eintragungen der Kartierungsergebnisse bei. Der Hauptunterschied liegt darin, daß P e n c k den geschichteten Inn talschottern und Sanden (5) sowohl am Kuhberg als auch auf der Häringer Terrasse Kappen von Moränen aufsetzt. Es sind hier mit dem Ausdruck „Moränen“ offenbar sowohl End- als Grundmoränen zusammengefaßt. Nach meinen Aufnahmen besitzen die Grundmoränen (2) nur eine geringe Verbreitung und alles übrige sind geschichtete Inn talschotter und Sande (1). Ich vermag die Schotter und Sande des Kuhbergs und der Häringer Terrasse nicht von gewöhnlichen Inn talschottern und Sanden zu unterscheiden. Auf der Häringer Terrasse enthalten sie reichlich Grauwacken und Quarzsandstein-Gerölle, was wohl dem Zufluß aus dem Brixentale zuzuschreiben ist.

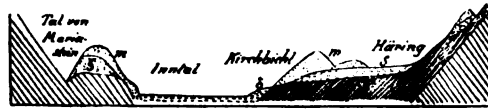
Diese stark gerollten, bunten Schotter können weder als Grundmoränen, noch als End- oder Ufermoränen aufgefaßt werden. Inn taler Grundmoräne kann niemals damit verwechselt werden. End- oder Ufermoränen müssen zu großem Teil aus eckigem Trümmerwerk bestehen. Die Gletscher des Bühlstadiums, welche das Inn tal und die Seitentäler im unteren Teil ja nur bis zu bescheidenen Höhen erfüllten, wären sicherlich reichlich mit Oberflächenschutt belastet worden. Wenn ihre Zunge lange zwischen Wörgl und Kufstein stationär blieb, hätten diese Trümmermassen hier abgelagert werden müssen. Betrachten wir die Endmoränenwälle des Gschnitz- und Daunstadiums, so haben wir dort allenthalben die Anhäufung von solchen eckigen, groben Trümmer- und Blockmassen vor uns. Wie ich schon mehrmals betont habe, finden wir nun aber am Kuhberg und auf der Häringer Terrasse stets entweder stark gerollte Inn talschotter und Sande, größtenteils horizontal geschichtet, denen oberflächlich dann und wann ein gekritztes Geschiebe beigelegt ist, oder aber typische Inn taler Grundmoräne.

Bevor ich die Besprechung dieses wichtigen Profiles verlasse, muß ich noch darauf hinweisen, daß der Wall, den P e n c k südöstlich von Häring bei Berg (772 m) als Ufermoräne angibt, aus horizontalen

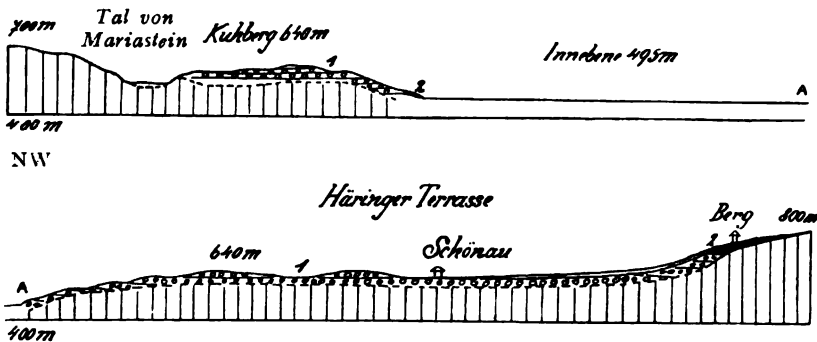
¹⁾ Internationaler Geologen-Kongreß Wien 1903, S. 63.

Inntalschottern und Sanden und Grundmoränen (siehe Fig. 26) besteht. Die Grundmoräne greift aber ansteigend auf die Tertiärschichten über und reicht hier bis gegen 800 m Höhe empor. Von einem Ufermoränenwall kann also nicht wohl die Rede sein.

Angesichts dieser Beobachtungen kann es meiner Ansicht nach nicht mehr zweifelhaft sein, daß wir hier ebenso wie bei den Inntalterrassen oberhalb des Zillertales eine mächtige Zuschüttung mit Inntal-sedimenten vor uns haben, welche wahrscheinlich durch das vordringende Eis größtenteils wieder entfernt wurde. Beim Rückzug der Eismassen



Figur 28 a,



Figur 28 b. ca. 1:33000.

SO

Figur 28 a ist eine Kopie nach Penck.

blieb dann, teils auf dem Schottergrund, teils auf dem Grundgebirge eine Grundmoränendecke liegen, von der sich an zahlreichen Stellen Reste bis heute erhalten haben. Hier im Bereiche unserer Terrassen finden wir nur sehr bescheidene Überbleibsel dieser Decke, dagegen beherbergen die Schluchten und Gräben des umliegenden Berglandes hoch über dem Inntale vielfach großartige Grundmoränenfelder. Ähnlich steht es übrigens auch mit der Verteilung der großen erratischen Blöcke. Während ich auf unseren Terrassen nicht einen einzigen größeren Irrblock angetroffen habe, sind die angrenzenden Felsgehänge geradezu reich daran. Ich will hier nur noch erwähnen, daß ich westlich von Rattenberg am Steig von Hof nach Grafenried am steilen Inntalhang der Tratte bei 1000 m Höhe einen Gneißblock von za. 50 m³ und unter

dem Weg von Saulueg nach Kristan bei 800 m einen fast ebenso großen Zillertaler Tonalitklotz auffand. Dabei ist allerdings zu bedenken, daß die festen zentralalpinen Blöcke auf den Schuttterrassen des Inntales vielfach als Mühlsteine, Brunnentröge, Bausteine usw. verwendet werden und somit leichter verschwinden als an den schwer zugänglichen Berggehängen.

Die Grundmoränendecke. Es wurde schon gelegentlich der vorangehenden Beschreibungen auf die Verbreitung der hangenden Grundmoränen hingewiesen, da dieselben einen wesentlichen Teil der meisten vollständigen Glazialprofile darstellen. Hier soll die Verbreitung dieser Grundmoränendecke mehr in Hinsicht auf das hypothetische Bühlstadium geprüft werden.

Der Gletscherstrom des Bühlstadiums soll, wie wir wissen, zwischen Wörgl und Kufstein seine Endmoränen aufgeschüttet haben. Dementsprechend müssen auch die Höhenverhältnisse seines Maximalstandes angeordnet sein. Penck nimmt an, daß derselbe bei Kundl 900, bei Jenbach über 1000 m Höhe inne hatte.

Wie schon aus den früheren Schilderungen hervorgeht, steigen die Grundmoränen an verschiedenen Stellen von den Terrassen bis zu erheblich größeren Höhen empor. Dies ist besonders im Achen- und Brandenbertale sowie in der Umgebung der Holzalpe (siehe Fig. 9) klar zu erkennen. Hier greifen die Inntaler Grundmoränen von der West- und Ostseite nahezu zusammenhängend bis gegen 1447 m hoch. Steigen wir von Unterangerberg über die steile Rohrer alpe auf den Bergkamm östlich des Heuberges empor, so finden wir jenseits im Trichter der Aschualpe zwischen 1200 und 1300 m eine bedeutende Einlage von Inntaler Grundmoräne. Desgleichen begegnen wir hoch über dem unteren Ende der Häringer Terrasse an der Ecke des Kaisergebirges bei der Steinberger alpe wieder ausgedehnten Massen von Inntaler Grundmoränen, die bis 1380 m hinauf gebreitet sind. Gegenüber vom Kufsteiner Wald ist der Pendling Sattel (705 m) zwischen Inntal und Tiersee ebenfalls mit Grundmoräne überzogen. Diese wenigen Angaben beweisen schon zur Genüge, daß die Decke der hangenden Grundmoränen weit über den Bereich des hypothetischen Bühlgletschers hinausstrebt.

Grundmoränen, welche wir an einem Berghang im Felde desselben Gletscherstromes freiliegend verbreitet finden und welche denselben Grad von Verwitterung weisen, müssen wir in gewissen Grenzen als zusammengehörige Gebilde begreifen. Der Nachweis älterer Grundmoränen beruht ja in den meisten Fällen entweder in Überlagerung

durch andere Schichten oder in stärkeren Zersetzungserscheinungen. Wir können die Grundmoränen, die von den Terrassen in einzelnen, oft ganz benachbarten Flecken hoch am Gehänge emporstreben, nur als Gebilde einer und derselben Vergletscherung betrachten. Unterschiede in der Ausbildung und Verwitterung sind nicht im geringsten zu erkennen. Es ist nicht gestattet, hier willkürlich etwa die Grundmoränen unter 1000 m Höhe dem Bühlgletscher, jene darüber dem Würmgletscher zuzuzählen. So bleibt kein anderer Ausweg, als alle diese gleichartigen Grundmoränen einer einheitlichen Vergletscherung zuzuweisen. Dieselbe muß nach der Verbreitung ihrer Grundmoränen noch im untersten Innental eine ganz bedeutende Höhenlage (bis 1400 m) erreicht haben. Dies kann unmöglich dem Gletscher des Bühlstadiums zugemutet werden. Wir müssen darin die Spuren der letzten Großvergletscherung, der Würmeiszeit, erblicken.

So sehen wir, daß uns auch die Verfolgung der hangenden Grundmoränen mit Notwendigkeit zu demselben Ergebnis wie die früheren Untersuchungen leitet.

Ein Bühlstadium im angegebenen Sinne kann im Innental nicht nachgewiesen werden. Die Grundmoränen auf den Terrassen und im hohen Bergland gehören der Würmvergletscherung an.

Zusammenfassung.

Die Untersuchung der Terrassen in den Seitentälern des unteren Innntales hat übereinstimmend ergeben, daß dieselben nicht als lokale Aufstauungen des Zillertaler- oder des Bühlgletschers verstanden werden können. Die Terrassen oberhalb und unterhalb des Zillertales dürfen nicht voneinander getrennt werden. Die Innalterrassen stellen keine lokale Erscheinung dar. Sie sind Teile einer großen, einheitlichen, weiten Schuttaufstauung, welche Haupt- und Nebentäler bis zu Höhen zwischen 900 und 1000 m erfüllte. Die Schuttaufstauung selbst muß ein ziemlich regelmäßiges Oberflächengefälle besessen haben, weil sie ja aus vielfach verschränkten Fluß- und Bachaufschüttungen aufgewachsen ist. Es ist naheliegend, daß diese umfangreiche Schuttaufstauung nicht an den Grenzen unseres Gebietes ihr Ende gefunden haben kann. Sie muß notwendig weit ins bayerische Alpenvorland hinausgedrungen sein.

Bekanntlich hat P e n c k schon in dem Jahre 1882 („Vergletscherung der deutschen Alpen“) die Ansicht ausgesprochen, daß die Innalterrassen ebenso aufgeschüttet seien wie die Schotter an der Peripherie des Gletschergebietes und mit ihnen zusammenhängen. B l a a s hat

hat anfangs ebenfalls eine solche Meinung vertreten. Bald jedoch wurde diese Idee durch die Stauungshypothese verdrängt, welche von P e n c k (1890) und B l a a s ungefähr gleichzeitig und unabhängig entwickelt wurde. Sie ist seitdem für die Auffassung der Glazialbildungen des Unterinntales in vieler Hinsicht maßgebend geblieben, bis die neuesten Forschungen ihre Haltlosigkeit dargetan haben. Ich kann hier nicht auf die Fragen nach der Ausdehnung und nach den Zusammenhängen der großen Schuttaufstauung näher eingehen, da mir die persönlichen Erfahrungen dafür vorderhand nicht zur Verfügung stehen. Es mag dies einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben. Durch mächtige Erosionsvorgänge wurden dann die Terrassen aus dieser Schuttdecke herausgeschnitten.

Das gilt auch für die Angerberg- und Häringer-Terrassen, welche bei ihrer geringen Höhe tief unter dieser Schuttmasse verschüttet lagen und erst später aus derselben herausgeformt wurden. Sie besitzen nicht die Struktur einer Endmoränenlandschaft, sondern stellen gewöhnliche, nur tiefer erodierte Inntalterrassen dar. Ein Bühlstadium im Inn tale im Sinne P e n c k s zeigen sie nicht an.

Die Grundmoränendecke greift sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung weit über die Grenzen dieses angenommenen Stadiums hinaus. Sie muß als eine Hinterlassenschaft der letzten Großvergletscherung (Würmvergletscherung) begriffen werden.

W i e n , im Mai 1907.

Hans Meyers Gletscherbeobachtungen in den Hochanden von Ecuador.

Besprochen von Prof. Dr. J. Partsch in Leipzig.

Wie hat sich doch der Horizont der Gletscherforschung erweitert! Einst begann sie in einem einzigen Hochgebirge mittlerer geographischer Breite ihre Entwicklung und schien in seinen Firnbecken und an seinen Eiszungen ziemlich vollständig ihre Begriffswelt ausbauen zu können. Heute übersieht sie einerseits die mächtigen mit mariner Steilkante abbrechenden Landeisdecken, die unter dem scharfen Wechsel langer schräger Sonnenbestrahlung und dauernden Dunkels stehen und andererseits die Eiskronen hochragender Tropengipfel, an deren Oberfläche die Sonnenstrahlen mit täglich steil sich stellendem Griffel modellieren. Diese Gruppe äquatorialer Gletschererscheinungen werden wir ziemlich vollständig übersehen, sobald die Beobachtungen der Expedition des Herzogs der Abruzzen am Ruwenzori, durch Vittorio Sellas photographische Kunst zu lebendiger Fernwirkung erhoben, uns vor Augen stehen werden; denn zum Kilimandjaro und zu den Hochgipfeln Ecuadors hat wirksamer als irgend ein Vorgänger Professor Dr. Hans Meyer das Formenstudium der gegenwärtigen Eisströme, wie das Aufspüren ihrer vormals bedeutenderen Ausdehnung emporgetrieben. Das neue Werk „In den Hochanden von Ecuador“,¹⁾ dem der Bilderatlas mit 24 herrlichen Farbentafeln von der Künstlerhand Rud. Reschreiters und 40 Lichtdruckbildern eine unvergleichliche Kraft frischer Anschaulichkeit sichert, bietet nicht nur einen reichen Schatz treuer, sorgsamer Beobachtungen, sondern auch eine gehaltvolle systematische Darstellung der heutigen und einstigen Vergletscherung Ecuadors und der Eiszeit in den Tropen (S. 427—484). Zu ihrer genauen Lesung

¹⁾ Berlin, D. Reimer 1907. 551 S. mit 3 farbigen Karten und 138 Abbildungen auf 37 Tafeln.

einzuladen und einige Hauptfragen und Hauptergebnisse aus ihr herauszuheben sei hier versucht.

Die erste kritische Sichtung der Höhenmessungen der Firngrenze und der Gletscherenden in der Ost- und West-Kordillere, die beide im Verein ebenso wie jede einzelne im Gegensatz ihres Ost- und Westhangs eine Abnahme von Firn und Eis von Ost nach West zeigen, hat W. Reiß geboten und damit die feste Grundlage geschaffen für die Beurteilung der Veränderungen in der Ausdehnung der Vereisung der Gipfel. H. Meyer fand binnen 30 Jahren ihre Grenze um mindestens 50 m weiter aufwärts gerückt und nimmt als Durchschnittswerte für die mittlere Höhenlage der Gletscherenden und der Firngrenze in der Ostkordillere von Ecuador 4500 und 4700, für die Westkordillere 4600 und 4800 m, während die untere Grenze des Schneefalls zwischen 4000 und 3500 m schwankt, im Mittel etwa bei 3700 m liegt. Ist die so weit herabreichende Schneedecke durch die Sonnenwirkung wieder getilgt, dann fallen an steilen Kegeln, wie sie die meisten Vulkane darstellen, Eis- und Firngrenze so unmittelbar zusammen, daß der Zweifel älterer Reisender, ob man hier von Gletschern reden dürfe, erklärlich erscheint; aber wo vulkanische Krater oder Erosionswirkungen geeignete Firnbecken vorbereitet haben, entwickeln sich prächtige Eiszungen mit allen Folgeerscheinungen der Gletscherbewegung.

Die Firnregion Ecuadors ist, wie wir jetzt zum ersten Male durch die ausdrucksvolle Beschreibung Hans Meyers und die prächtigen bildlichen Aufnahmen seines Werkes und des Bilderatlas erfahren, ein klassisches Gebiet für die Entwicklung der absonderlichen Oberflächengestaltung, die unter dem Namen der Penitentes-Felder neuerdings viel besprochen worden ist. Wohl hatten schon Reiß und Stübel mit Flächen von solchem „glasigen, von der Sonne ausgeagten Schnee“ zu kämpfen; aber ihre kurzen Andeutungen hatten ebensowenig wie einst die Darwins in Chile die Bedeutung der Erscheinung zu voller Geltung gebracht. Dies geschah zuerst durch die lebendigen Schilderungen von Güßfeldt, Brakebusch, Hauthal in dem außertropischen Hochgebirge Chiles und Argentinien. Am Kilimandjaro wies Hans Meyer schon auf die an Penitentes erinnernde Auflösung des Gletschereises in schlanke Pfeiler hin; echte Firn-Penitentes fand dort C. Uhlig. Diesem äquatorialen Vorkommen trat gleichzeitig durch Hans Meyers Beobachtungen in Ecuador ein an Großartigkeit der Entwicklung weit überlegenes Gegenstück gegenüber. Hans Meyer gibt nun die erste vollständige Übersicht der Literatur

über die merkwürdige Erscheinung, für die er sehr überzeugend statt der Übersetzung „Büßerschnee“ des doch nur in seiner Heimat verständlichen spanischen Terminus die Benennung „Zackenfirn“ empfiehlt, der auch vor Gübelfelts wohlwogenem Ausdruck „Kerzenfelder“ der Vorzug allseitiger Deutlichkeit zukommen dürfte. Recht anziehend ist die kritische Geschichte der Deutungsversuche der keineswegs einfachen Erscheinung — wirklich eine unwillkürliche Beispielsammlung für den Fortschritt eines durch neu hinzutretende Merkmale sich allmählich der Wahrheit nähernden Schlußverfahrens. Daß die steil einfallenden Sonnenpfeile die Zerlegung einer zusammenhängenden Firnmasse in bizarre Pfeilergestalten bewirken, war leicht erkannt. Aber die weder der steilsten Neigung, noch einer bestimmten Himmelsrichtung gehorchende reihenförmige Anordnung der Einzelfiguren war schwer zu enträtseln. Conway konnte sie in manchen Fällen zurückführen auf den Wechsel von Schneeschichten ungleicher Dichte in Lawinenschnee, Uhlig auf die Gliederung der Schneeoberfläche durch den Wind. H. Meyer gibt in Ergänzung der Conwayschen Deutung zu erwägen, daß Druckwirkungen auch ohne den gewaltsamen Vorgang der Lawinenbewegung in Schneemassen eines Gehänges ähnliche zonal verteilte Dichteunterschiede herbeiführen können. Er betont aber ferner, daß außer dieser ganzen Kategorie der Zackenfirnbildungen durch die Schmelzwirkung scharfer Sonnenstrahlung in Fällen, wo diese durch dichte anhaltende Nebelbildung ausgeschlossen bleibt, auch eine Entstehung ganz ähnlicher Auswitterungsformen rein durch die nagende Schmelzwirkung bewegter Luft angenommen werden müsse und den „Sonnenpenitentes“ die „Windpenitentes“ gegenüberzustellen seien. Ihr Vergleich mit einer „Zeugenlandschaft“ wird manchem kühn erscheinen. Jedenfalls gibt gerade die hiermit aufgestellte Zwiespaltigkeit der Ursachen für gleiche morphologische Ergebnisse neue Anregung zu weiterer Forschung. Ihr werden vielleicht aus Beobachtungen höherer Breiten neue Anregungen erwachsen. Mit Überraschung sah ich, als diese Zeilen schon geschrieben waren, in Forels Bilderschatz eine Aufnahme vom Ruitor-Gletscher mit Formen der Firnoberfläche, die trotz viel bescheideneren Ausmaßes doch dem Wesen nach wie Versuche der Penitentes-Bildung sich ausnahmen.

Diesen zerstörenden Wirkungen an Firnflächen stehen als schöpferische Neubildungen gegenüber die Rauhreiferscheinungen, die H. Meyer besonders schön auf dem Gipfelkranz des Cotopaxi-Kraters wahrnahm, wo wie Dachziegeln aus Silberfiligran die Schuppen einer Eispanzerung sich übereinander legten, zu der die dem Krater entsteigenden Wasser-

dämpfe den Stoff lieferten. Aber dies bleibt eine Ausnahmerecheinung. Vorwaltend im Oberflächencharakter bleiben die Formen schmelzender Modellierung nicht nur für die Firnfelder, sondern auch für die karrenartig zerfressenen Eismassen, die unter ihnen hervortreten. Deshalb betont H. Meyer neuerdings wieder die schon im Kilimandjarowerk verfochtene Berechtigung gerade mit Rücksicht auf die starke Entwicklung so merkwürdiger Schmelzformen in Firn und Eis einen besonderen „tropischen Gletschertypus“ anzuerkennen. Dagegen würde man kaum etwas einwenden können, wenn auch die Gletscherforschung sich das Bewußtsein lebendig erhalten hätte, daß gerade die Aufstellung von Formentypen den Verzicht auf den Versuch strenger von einem Prinzip beherrschter Klassifikation ausspricht. Aber gerade bei den bisher auseinandergehaltenen Gletschertypen (dem alpinen, dem norwegischen, dem von Alaska und dem grönländischen) ließ man sich unverkennbar von dem Streben leiten, zu klarer Gliederung der Fülle der Erscheinungen zu gelangen durch Beachtung der ungleichen Ernährungsverhältnisse, des gegenseitigen Verhältnisses von Firnreservoir und Eisstrom. Aus diesem Gedankenzuge wird man zweifellos hinausgeführt durch H. Meyers „tropischen Gletschertypus“. Denn so begierig wir noch der Ergänzung der vorläufigen Mitteilungen über die Ruwenzori-Expedition des Herzogs der Abruzzen entgegensehen, steht soviel doch schon fest, daß in jenem Tropengebirge echte alpine Talgletscher und neben ihnen vielleicht andere Formen auftreten. Ja, wir brauchen nicht auf die noch ausstehende vollere Schilderung der dortigen Erscheinungen zu warten. Hans Meyer selbst belehrt uns mit vollster Klarheit über die Verschiedenheit der Gletschertypen Ecuadors. Wenn eine gewaltige Caldera den Aufbau eines Vulkans eröffnet, wie besonders herrlich am Cerro Altar, wo aus einem mehrteiligen Firnzirkus schließlich eine Eiszunge von 1 km Breite $2\frac{1}{2}$ km lang deutlich abgesondert hervortritt, da ist der alpine Gletschertypus zu klassischer Durchbildung gediehen in vollstem Gegensatz zu den konvexen Eismänteln kegelförmiger Berge, die durch die Vergrößerung des Umfangs nach abwärts der Ausbildung mächtiger geschlossener Zungen geradezu entgegenwirken und „Firn-gletscher“ bilden, bei denen unter der Firndecke die Eiskante nur eben hervorlugt. Gerade weil die bisherige Sonderung der oben genannten Gletschertypen einmal in einer bestimmten Richtung sich bewegte, scheint es mir keine glückliche Neuerung diese Richtung zu kreuzen durch Aufstellung eines Typus, dessen einzelne Vertreter sich auf die bisher anerkannten Typen verteilen lassen.

Es tritt noch ein Bedenken hinzu. Hans Meyer selbst weist S. 446 darauf hin, daß die vollendete Ausbildung der merkwürdigen Karrenformen der Gletscher wesentlich mit bedingt ist durch die gegenwärtig waltende Unzulänglichkeit ihrer Ernährung und die damit gegebene Trägheit ihrer Bewegung. „Die im Zehrgebiet wirksamen klimatischen Elemente sind jetzt mächtiger als die im Nährgebiet tätigen.“ Sowie einmal eine Periode kräftigerer Speisung diese Bedingungen ändert, wird auch die Physiognomie der Gletscher Ecuadors voller, kräftiger, lebensfrischer werden, sie werden die dichtgescharten senilen Furchen ihres heutigen Zustandes wieder mit einem jugendlicheren Antlitz vertauschen. Empfiehlt es sich von so vorübergehenden Merkmalen, die mehr eine Phase im Dasein dieser Gletscher als das Wesen dieser Gletscher selbst kennzeichnen, den festen Begriff eines „tropischen Gletschertypus“ herzuleiten? Vielleicht trifft man die Sache schärfer, wenn man sich darauf beschränkt, von „tropischen Schmelzformen der Oberfläche von Firn- und Gletschereis“ zu reden.

Wie die formgebende Kraft atmosphärischer Einwirkung, findet auch die der Bewegungsvorgänge in Firn und Eis an H. Meyer einen aufmerksamen Beobachter. Er schildert anschaulich die Entwicklung der Firnspalten, die als Ringe tiefer Bergschründe oft allseitig die Annäherung an den Scheitel eines steilen domförmigen Gipfels wehren, und den Schichtenbau der mächtigen Firnpolster lehrreich aufschließen, ebenso die Zerklüftung des Gletschereises durch die Spannungen, denen es nicht nachzugeben vermag. Auch die Struktur des Gletschereises, seines Korns, seiner Schichten und Bänder beschäftigt ihn so ernstlich, daß er zu wichtigen Streitfragen selbständig Stellung nimmt. Wie Forel (s. diese Zeitschr. I 1906, 65. 66) erhebt er Einspruch gegen die Annahme der 3. Internationalen Gletscherkonferenz, welche die Bänderung des Eises direkt aus den jahreszeitlichen Schneeschichten der Firnfelder hervorgehen läßt. Ihm scheint die schöne Bänderung von Gletscherkörpern, die vorher eine starke Störung ihres Zusammenhangs und ihrer Lagerung durch tiefgreifende Spalten und Verschiebungen der einzelnen Pfeiler und Bänke erlitten, nur durch Druckvorgänge mit einem Wechsel von Verflüssigung, Luftverdrängung und Wiedergefrieren erklärbar.

Ein besonderer Abschnitt beleuchtet die Schuttführung der Gletscher Ecuadors, das Vorwalten von Unter- und Innenmoränen vor Obermoränen, für deren Bildung nur ausnahmsweise die Bedingungen gegeben sind. Dem positiven Ergebnis der Gletschererosion treten unmittelbar die Hohlformen gegenüber, die sie aus der Ober-

fläche der Berggestalten ausgeschürft hat. Damit treten wir ein in besonders anziehende morphologische Gedankenreihen. Der Kampf um die Würdigung der Wirkungen der Glazialerosion wird in anderen Hochgebirgen erschwert durch eine große Unbekannte, die Oberflächengestalt vor Einsetzen dieser erosiven Kraft. Man steht in der Regel vor dem Zweifel, inwieweit eine Hohlform präglazial angelegt, inwieweit sie vom Griffel der Glazialerosion modelliert ist. Diese Schwierigkeit mindert sich bedeutend, bisweilen bis zum Verschwinden, an vulkanischen Bergen jungen Alters. Die vulkanische Entstehung arbeitet auf eine gewisse gesetzmäßige Regelmäßigkeit der Bergformen hin; die Jugend schließt ein langwährendes, tiefgreifendes Wirken atmosphärischer Zerstörungen wenigstens für die Hochregionen aus. Wir können uns darauf gefaßt machen, Fälle zu finden, in denen nur Vulkanismus und Eis sich abgelöst haben in formgebender Arbeit. Wohl ist auch bei diesem ungleichen Zwiespahn von Naturkräften eine Verwechslung des Anteils der beiden keineswegs ganz ausgeschlossen. Wer hätte nicht schon im zentralen Frankreich mit Überraschung bemerkt, wie ähnlich ein eingestürztes Gehäuse eines entwichenen Lavastroms einem Blockfeld zwischen Ufermoränen werden kann! Aber bei rechter Vorsicht wird man sie doch nicht vermengen. Auch explosive Hohlformen vulkanischen Ursprungs wird man wohl in der Regel bestimmt von Kahrmulden und glazialen Zirken zu trennen vermögen, wenn auch bei einer Caldera, die zum Firnbecken eines Gletschers wurde, auch der schärfste Beobachter schwerlich ganz sicher die ursprüngliche von einem Explosionsvorgang oder einer Senkung nachsackender Massen gebildete Hohlform im Geiste wiederherzustellen vermögen wird aus dem Bilde, das die nagende Kraft der Verwitterung am Firnfeldrande und die schürfende Leistung der Glazialerosion übrig gelassen haben. Das klassische Beispiel dieses Falles hat der Reisende selbst den Lesern dieser Zeitschrift (I, 139) vorgeführt. Das Problem der Trennung vulkanischer und glazialer Wirkungen war für ihn in voller Schärfe gegeben durch den Gegensatz der Auffassungen von Reiß und Stübel gegenüber Erscheinungen, an deren Deutung sie wetteifernd tätig gewesen waren. W. Reiß war der erste, der mit vollem Einblick die große Bedeutung der Eiswirkungen auf die Formen der Berge Ecuadors dargelegt hat, so unerschrocken in der Ableitung aller Folgen, daß H. Meyer öfter die Rolle kritischer Vorsicht als die der Steigerung der Vorstellungen zufällt. Aber im ganzen stimmt der nachprüfende Forscher in der Anerkennung glazialer Naturarbeit viel mehr mit Reiß überein als

mit Stübel, der ihr nur eine sehr untergeordnete Rolle zuerkannte und für die Bergformen, für die „Strebepeiler“ gegliederter Abhänge, wie für die Kessel der Calderen, immer nur den Vulkanismus als entscheidend betrachtete, ohne der Erosion, speziell der glazialen, viel zuzutrauen. Sowie man das Wirken der Gletscher recht erkennt, gewinnt man in den Spuren ihrer Erosionskraft ein Maß für das Alter der von ihnen bearbeiteten Berge.

Die Fülle der Einzelbeobachtungen schließt sich bei H. Meyer vollständiger als bei irgend welchem Vorgänger zu fest begründeten Gesamtvorstellungen über das Ergebnis der heute noch tätigen und der in diluviale Vorzeit fallenden Eiswirkungen zusammen. Deshalb tritt seine Arbeitsernte nun als fester, durch sorgsame, der Nachprüfung zugängliche Höhenmessungen beleuchteter Kernpunkt in die Mitte der weit verstreuten tropischen Wahrnehmungen und gibt ihm das Recht, deren ganze Reihe nun vergleichend an seine Forschungen anzuschließen und eine allgemeine Würdigung der tropischen Eiszeitphänomene zu unternehmen. Dem jungen, zwischen 4500 und 4800 m sich ausbreitenden Grenzsaum, der in Kahren, Zungenbecken, Trogtälern und den ihren Ausgang umfangenden Moränenlandschaften von der Arbeit der Gletscher der jüngsten Vergangenheit Zeugnis ablegt, steht in erheblichem Abstand zwischen 3900 und 4200 m Höhe ein zweiter unterer Gürtel analoger Erscheinungen höheren Alters gegenüber, der demgemäß auch nur an älteren Bergen deutlich entwickelt hervortritt, den jungen Parvenus unter den Vulkanbergen des Gebietes dagegen fehlt. Die nähere Untersuchung lehrt, daß die Entwicklung dieser Erscheinungen eine Höhe der Firngrenze von 4200—4250 m voraussetzt (5—600 m unter der heutigen), wogegen die Gletscherzungen 8—900 m tiefer als heute, bis in 3700—3800 m hinabreichten. Diese, der heutigen weit überlegene Gletscherentwicklung, entsprach der jüngsten Eiszeit (Würm-Eiszeit) und zeigt, wie deren Entwicklung in Europas Gebirgen mit überraschender Regelmäßigkeit in den Anden Ecuadors, auch in anderen tropischen Beobachtungsgebieten, eine Sonderung dreier Phasen. Weit spärlicher und minder augenfällig entwickelt sind Spuren einer älteren (Riß) Eiszeit, deren Eisströme gewaltigeres Ausmaß erreichten, tiefer hinabstiegen und auch bisweilen bedeutende Erosionsleistungen lieferten (Trogtäler). Bei der geringen Schärfe der schon stark verwischten Umgrenzung ihrer Spuren ist es schwer für ihre Enden verlässliche Höhenlagen anzugeben. Besonders auffallend tritt die Überlegenheit ihrer fluvioglazialen Bildungen (Hochterrassenschotter) gegenüber der relativ dürftigen

Entwicklung der Schotter der jüngsten Eiszeit (Niederterrassen) hervor. Zwischen beiden Eiszeiten hat auch hier eine trockenere und wärmere Interglazialzeit gewaltet. Die ihr entstammende diluviale Steppenfauna der mehlartigen äolischen Cangaguatuffe war in Punin unfern von Riobamba schon Gegenstand eifriger Sammlung und Untersuchung für Reiß, Stübel, Th. Wolf; W. Branco hat (Palaeontolog. Abhandlungen von Dames und Kayser I, 2 1883) ihre Bearbeitung unternommen. Hans Meyer hat den Fundort wieder besucht und, was er dort gesammelt, ist von Dr. Etzold im Anhang des Werkes (528—538) beschrieben und gewürdigt. Für die Altersbestimmung der Vulkane Ecuadors sind diese Fossilfunde von längst erkannter Wichtigkeit. Während für die Zuwanderung dieser Fauna (Mastodon, Epuus, Cervus, Protauchenia, Machairodus) von Norden her gerade in der Interglazialzeit die Naturbedingungen besonders günstig lagen, werden die Perioden größter Gletscherentwicklung entscheidend gewesen sein für den Einzug borealer Florenelemente, die der andinen Hochregion neben aufwärts gedrungenen und durch Anpassungsvorgänge im Hochland heimisch gewordenen Tropenarten einen Einschlag von Formen geben, die an Nordamerikas und Europas Alpenwelt erinnern.

Wie diese biologischen Untersuchungen, denen die herrlichen, gerade auch der Flora gerecht werdenden Landschaftsbilder und besondere Abbildungen alpiner Pflänzchen in ihrer ganzen Farbenpracht volle Frische der Anschauung sichern, den Horizont des Eiszeit-Kapitels sachlich erweitern, geschieht dies räumlich nicht minder wirksam durch den höchst dankenswerten Umblick über den ganzen Stand unsres Wissens von der Eiszeit der Tropen. Aber Hans Meyer hat nach dieser Richtung nicht nur das Verdienst sorglicher Beachtung jeder fremden Leistung neben seinen eigenen Forschungen in zwei Welten, sondern er ist selbst mit freudigem Aufwand beträchtlicher Mittel für die Ausrüstung neuer wissenschaftlicher Forschungen zur Ergänzung seiner eigenen Arbeit eingetreten. An einem besonders wichtigen Punkte hat er hier anregend und helfend eingegriffen. Wenn wir mit immer neuer Aufmerksamkeit das größte Meridiangebirge der Erde betrachten wie eine Riesenwandtafel, an der die Natur selbst die von den Polen gegen die Tropen ansteigende Kurve der Firngrenze gezeichnet hat, fesselt uns im ganzen Verlauf dieser Kurve am meisten ihr Scheitel. Er liegt nicht unter dem Äquator, sondern schon 18° südlicher. Dorthin, nach Bolivia und Peru richtete sich die von H. Meyer tatkräftig unterstützte Expedition Hauthals, des vorher in den höheren Breiten der argentinischen Kordillere er-

proben Forschers. Was er bisher von seinen Ergebnissen der Öffentlichkeit vorgelegt hat, spricht ebenso wie Steinmanns Forschungen dafür, daß auch die diluviale Eiszeit im südlichen Teile des Tropengürtels das höchste Zurückweichen der Firngrenze aufwies, in nur 5—600 m tieferem Niveau als dem heutigen Maximum der Schneelinienhöhe (6000 m). So kommt an der Seite der erfolgreichen Kordilleren-Geologen auch Hans Meyer ein bedeutendes Verdienst zu um die Festigung der Anschauung, daß das diluviale Gletscherphänomen nur als eine Steigerung des gegenwärtigen erscheint, als eine Eisentwicklung, deren Abstufung denselben geographischen Gesetzen gehorchte. Gerade die Bestätigung dieser Anschauung in der Lage eines Extrems, der höchsten Schneegrenze der Neuen Welt, wird als besonders bedeutsam gelten müssen. So bezeichnet das Werk H. Meyers durch das, was sein eigener Forscherdrang errungen, wie durch die entscheidende Förderung der Arbeit des nächsten Nachfolgers, aber auch durch die kritische und sorgsame Vereinigung des gesamten Standes der heutigen Kenntnis einen dauernd wertvollen Markstein in der Geschichte der Entschleierung der tropischen Gletscherwelt und ihrer größeren Vergangenheit.

Kleinere Mitteilungen.

W. M. Davis über die glazialen Skulpturformen in Gebirgen. In einem vor der British Association bei ihrer Tagung zu Kapstadt am 17. August 1905 gehaltenen Vortrag hat W. M. Davis die Wirkung der Gletscher bei der Ausgestaltung der Formen der Gebirge dargelegt. Der Vortrag faßt die Resultate der Forschungen von Davis über diese Frage zusammen und ist in erweiterter Form im *Scottish Geographical Magazine* (Februarheft 1906) erschienen. Davis betont, wie schon in früheren Abhandlungen und wie das auch Penck und der Referent in ihrem Werke über die Alpen im Eiszeitalter getan haben, daß man zum Entscheid, ob und inwieweit ein Gletscher die Formen des Gebirges umgestaltet, in allererster Reihe die Formen in Gebirgen, die einst vergletschert waren, mit den Formen niemals vergletschelter Gebirge vergleichen muß.

In Gebirgen, die eine gewisse Reife ihrer Formen durch die erodierenden und denudierenden Prozesse des fließenden Wassers erreicht haben und dabei von einer Vergletscherung stets verschont geblieben sind, münden durchweg die Seitentäler asymptotisch in die Haupttäler. Stufen und mit ihnen Wasserfälle fehlen oder sind doch auf die unmittelbare Umgebung der Wasserscheiden in den Quellgebieten der Flüsse beschränkt, wo eine Ausgleichung

des Gefälles noch nicht erreicht werden konnte. Das Gefälle der Flüsse nimmt talaufwärts bis zum Ursprung stetig zu. Die Wasserscheiden selbst aber weisen oft wieder konvexe Formen auf. Figur 1 zeigt die rundlichen, domartigen Formen solch eines bis zum Reifezustand abgetragenen Gebirges. Die Fluh- und Felswände, wie sie in einem früheren Stadium der Entwicklung existierten, das noch weit von dem der Reife entfernt war, sind abgetragen und eine Decke von kriechendem Schutt breitet sich über das gleichmäßig abgeböschte Gehänge der Täler von der Talsohle bis zu den Berggipfeln aus. Formen dieser Art weist die Sawatch-Kette in den Rocky Mountains von Colorado auf, so weit sie nachweislich in der Eiszeit keine Gletscher getragen hat. Andere normal d. h. ohne Gletschereingriff modellierte Gebirge, wie z. B. die Gebirge im südlichen Kalifornien, besitzen schärfere Kammformen, zeigen aber ebenfalls überall die Gleichsöhligkeit der Talmündungen. Die Haupttäler sind hier wie dort offen, ihr Gefälle wohl ausgeglichen. Kein größerer Fluß zeigt in seinem Lauf Seen oder Wasserfälle. Leicht geschwungen verläuft er zwischen den Ausläufern der Seitenketten, die mit gleichförmig ausgeglichener Böschung gegen das Haupttal abfallen.

So wohlausgeglichene Tallandschaften hat Davis überall gefunden, wo er stets unvergletscherte Gebirge beobachten konnte. Er nennt besonders den Apennin Norditaliens, die Cevennen im südöstlichen Frankreich, die Black Mountains in Nord-Carolina, manche der niedrigeren Ketten der Rocky Mountains und des fernen Westens der Vereinigten Staaten, dann nicht vergletscherte Glieder des Tian Schan-Systems, ferner die Außenketten des Himalaya bei Simla, gewisse Ketten in Argentinien. Referent möchte noch die niemals vergletscherten östlichen Ausläufer der Ostalpen und manche der deutschen Mittelgebirge hinzufügen.

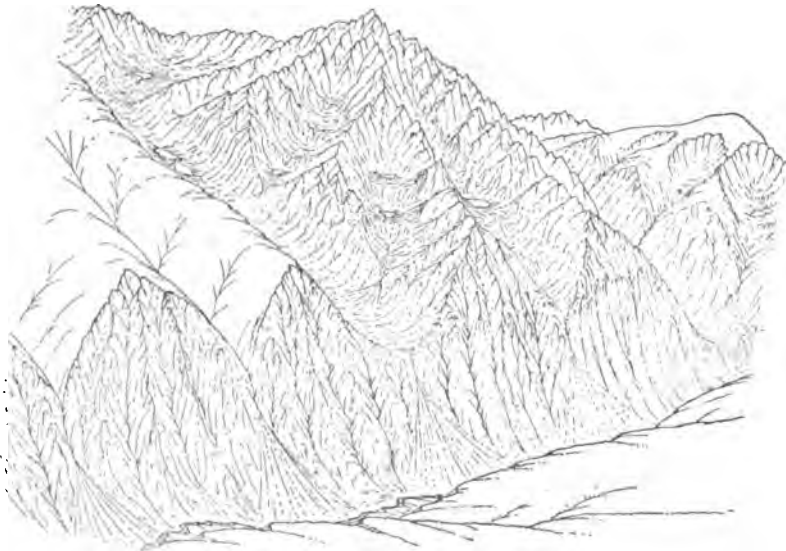
Würden Gletscher auf die Ausgestaltung der Formen des Gebirges gar keinen Einfluß ausüben, so sollten einst vergletscherte Gebirgsteile in der unmittelbaren Nachbarschaft der eben aufgeführten nach dem Schwinden des Eises im wesentlichen gleiche Formen aufweisen wie die nie vergletscherten. Aber gerade das Gegenteil ist der Fall: die Formen sind total anders. Figur 2 veranschaulicht sie. An Stelle der Einförmigkeit, wie sie Fig. 1 aufwies, eine große Mannigfaltigkeit, scharfe Grate, Kare, die Täler und oft auch die Kare mit einem typischen Stufenbau. Felsbecken, z. T. mit Seen, treten auf den Stufen auf. Der Querschnitt aller Täler ist ausgesprochen U-förmig; die Täler besitzen durchweg Trogform. Die Seitentäler münden ohne Ausnahme als Hängetäler hoch über dem Haupttal, um so höher, je kleiner das Seitental ist. Es ist das Haupttal gegenüber seinen Seitentälern übertieft; ebenso sind die primären Seitentäler den sekundären gegenüber übertieft.

Die glazialen Formen herrschen (vgl. Fig. 2) ausschließlich in der Landschaft, wo die Höhen am größten, die Vergletscherung daher am intensivsten

war. Der niedrigere Gipfel im Hintergrunde rechts hat dagegen zwischen den einzelnen Kären noch Teile seiner alten Mittelgebirgsform erhalten und ausschließlich herrscht letztere in den Rücken links vorn, die zu niedrig

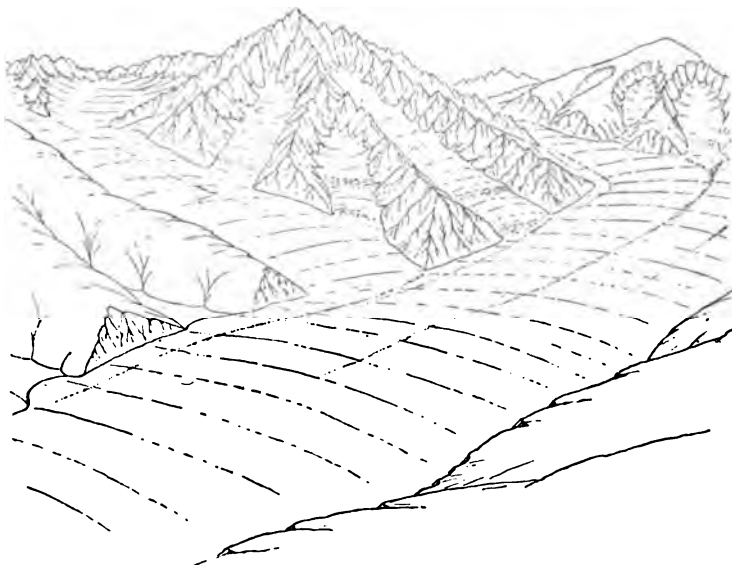


Figur 1. Eine Gebirgslandschaft frei von glazialen Zügen, ausschließlich durch fluviatile Erosion und Denudation bis zur Reife abgetragen.



Figur 2. Dieselbe Gebirgslandschaft, nachdem sie eine Vergletscherung durchgemacht, die ihr glaziale Züge aufprägte.

waren, um Gletscher zu erzeugen. Die Täler haben hier alle die Züge ihrer fluviatilen Entstehung behalten im Gegensatz zum Haupttal, in das sie münden und in dem die Zunge des großen Gletschers lag. Alle diese Einzelheiten hat Davis aus seinen zahlreichen Beobachtungen zu einem typischen Bilde zusammengetragen; sie finden sich wohl kaum alle so dicht beisammen wie in Fig. 2. Allein den dargestellten Typus der Landschaft trifft man in der Tat in allen einst vergletscherten Gebirgen und zwar geht er gerade so weit, als das Eis reichte. Es verfolgten diesen Typus und suchten seine glaziale Entstehung darzulegen Gannet im Kaskadengebirge von Washington, Gilbert in den Fjorden von Alaska, Andrews in denen von Neu-Seeland, Johnson und Lawson in der Sierra Nevada, de Martonne in den Karpathen, Matthes in den Big Horn-Bergen, Penck und Referent



Figur 3. Die gleiche Landschaft während der Vergletscherung.

in den Alpen, Davis selbst im Schottischen Hochland, in Teilen der Alpen, in Norwegen, in vielen Ketten der Rocky Mountains, in den höheren Ketten des Tian Schan.

Es läßt sich mit aller Schärfe aussprechen, daß diese Formen nur so weit sich finden, als die Vergletscherung ein Gebirge erfüllte. In Einzelheiten weisen in der Bewertung und Deutung der Formen die verschiedenen Forscher freilich noch mannigfache Differenzen auf und nicht jeder wird eine typische Glaziallandschaft in allen Einzelheiten genau so zeichnen, wie Davis. So scheint, um nur einen Punkt zu erwähnen, dem Referenten der Trogrand nicht ganz richtig ausgeprägt; auch vermißt er in den großen Seitentälern wie auch im Haupttal einen schärfern Stufenbau; die hängenden Seitentäler sind ferner an ihrer Mündung ins Haupttal nicht sowohl durch große

Schuttkegel — die entschieden im Bild viel zu steil gezeichnet sind — als durch tief eingeschnittene wasserfallreiche Tobel gekennzeichnet.

Stellt Davis in Fig. 2 die Landschaft dar, wie sie nach Schmelzen des Eises zurückblieb, so gibt er in Fig. 3 den Anblick des gleichen Gebietes zur Zeit, als die Eismassen die Täler erfüllten und sie schon einigermaßen umgestaltet hatten. Fig. 3 zeigt uns gleichsam, wie aus der Landschaft in Fig. 1 die Landschaft in Fig. 2 durch die Wirkung des strömenden Eises entstand. Der Hauptgletscher hat durch Untergraben das Haupttal erweitert, dabei stark vertieft. Die weit kleineren Seitengletscher haben hierbei mit dem Hauptgletscher nicht Schritt halten können; daher sind die Seitentäler zurückgeblieben und endigen hoch über dem Haupttal. An der Oberfläche der Gletscher aber macht sich das nicht geltend, genau so wie auch in einem Flußsystem die kleinen Seitenflüsse zwar mit ihrem Spiegel im gleichen Niveau mit dem Hauptfluß sich vereinigen, ihre Sohle aber hoch über der Sohle des tiefen Hauptflusses an der Seitenwand des Bettes des Hauptflusses ausgeht.

Ed. Brückner.

Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks.¹⁾ During the season of 1904 an expedition to the Canadian Rockies and Selkirks was sent out by the Smithsonian Institution, of Washington, for the purpose of making a survey of those glaciers, along the line of the Canadian Pacific Railway, most accessible to tourists and students of glacial geology. Complete surveys were made of five glaciers lying in latitude 51° to 52° , north and longitude 116° to $117^{\circ} 30'$, west; about 100 English miles north of the international boundary between the United States and Canada. The average precipitation for the region, expressed as snow fall, ranges from 5,36 meters, eastward of the Great Continental Divide, to 14,38 m in the Selkirks, in consequence of which increased precipitation, the glaciers in the latter range attain a lower altitude before wasting away. Three glaciers in the Rockies were selected for study; the Victoria in the Lake Louise valley, the Wenckhemma in the Valley of the Ten Peaks and the Wapta at the head of the Yoho valley. Those in the Selkirks selected were the Illecillewaet and Asulkan glaciers, lying in adjoining valleys.

The most interesting, geologically, of the series is the Victoria, which descends from Abbott's Pass, elevation 2865 m, to 1800 m, receiving a double tributary, the Mitre and Lefroy. Hanging glaciers upon the slopes of Victoria, Huber and Lefroy contribute much toward the nourishment of the glacier, avalanches being frequent during the summer months. Owing to a complete covering of rock debris the Victoria is practically stationary at its nose, but upon the western side of its oblique front, for the last

¹⁾ Abstract of a Preliminary Report given by the Author in the Smithsonian Miscellaneous Collections; Quarterly Issue, vol. 47, part. 4, May 1905, p. 453—496, with 13 Plates and 31 Figures.

five years, it has been retreating at the average rate of 3,35 m a year. For a period of 10 cool days the forward movement of the ice, 1100 m back from the nose, was found to be a daily average of 5,08 cm; while for the same period of relatively warm days the daily average was 9,14 cm. The average for the double period is 6,98 cm, which may be regarded as the approximate summer motion in this part of the glacier. The surface ablation from July 9th to Aug. 4th gave a daily average of 4,44 cm, during which time there was 3,82 cm of rainfall. Certain observations indicated that a differential movement of adjoining strata takes place at the front. Owing to the work of the hanging glaciers the two lateral and the medial moraines consist very largely of ground morainic material. The tributary is made up of two short glaciers, the Lefroy being parasitic upon the Mitre, across which it flows and carries ground moraine from Mt. Lefroy.

The Wenkchemma is a glacier of the „piedmont“ type, composed of a dozen short tributaries, some of which are stationary, some in slow retreat and some advancing. The maximum advance noted amounted to 35,5 cm from Aug. 14 to Sep. 12. Owing to its relation to the row of peaks constituting here the Great Continental Divide (Mt. Deltaform 3336 m), the glacier is almost completely strewn with rock debris, to the protection of which it owes its present extent. It lies between 1800 m and 2400 m above sea level. So far as may be judged from the drainage brook and the lake into which it empties, it is not eroding its bed materially and has not done so for centuries. The Wapta glacier is practically free from débris, is a tongue from the great Waputehk snow field and reaches an altitude of 1731 m.

It gives rise to the North Branch of the Kicking Horse River which issues from a great ice archway of 90 m span. It has been in slow retreat for some years, the average for the last three being 11,3 m. Along the west side the retreat for the past 50 years appears to have averaged about 1:5 m. The Illecillewaet, in the Selkirkes, is a tongue of ice quite similar to the Wapta, so far as its form and freedom from débris are concerned. Its névé field lies between 2400 m and 2750 m and the glacier attains an altitude of 1463 m before wasting away. Since 1887 it has been retreating at the average rate of 10,82 m, uncovering a boulder pavement. The Asulkan névé lies between 2135 m and 2400 m and the nose of the main ice stream reaches an altitude of 1707 m, according to the work of the Canadian Topographie Survey. In 1903 this glacier was found to have been slowly advancing and to have been practically stationary for 1903—1904.

There was found to be a tendency towards the orientation of the granules about the nose of the glacier, from one quarter to one-third having their principal optic axes in a vertical position. Internal melting of the ice gives rise to a system of capillaries, which can be beautifully infiltrated and photographed.

The laminae, or „blue bands“ with the intervening „white bands“, are found, in general, to be unconformable with the strata and to sustain a perpendicular position to what may be assumed to be the direction of maximum pressure. Where these laminae are exposed to the sun unequal melting gives rise to delicate ridges and furrows in which fine dirt accumulates. For such surface streaks it is suggested that the term „dirt stripes“ be restricted, and that „dirt zones“ be used to designate the outcropping edges of strata carrying sufficient amounts of foreign matter to render them conspicuous. The true „dirt bands“ of Forbes are found upon a number of the glaciers of the region and are believed to be annual phenomena. Four of the glaciers studied show a noteworthy type of double moraine, consisting of unusually massive blocks, with a remarkable scarcity of finer material. These moraines are entirely different from those made at an earlier stage and from those forming at the present time. The coarse blocks were not pushed along under the ice, nor at the margin and the fine material has not been removed by running water. The most plausible explanation at present is that the glaciers, wherever cliffs were suitably located, were loaded with coarse fragments by a double seismic disturbance, the most recent of which occurred about the thirteenth century and the older about two hundred years earlier. Other glaciers of the region, not tributaries at the time, are yet to be examined and if the theory is supported by the discovery of similar moraines, we have the means of correlating such moraines. From such data we may determine the actual, as well as the relative, rate of retreat of the glaciers, draw inferences concerning climatic conditions that have prevailed and obtain information concerning the rate of weathering of the various types of rocks represented in these „block moraines“.¹⁾

William Hittel Sherzer.

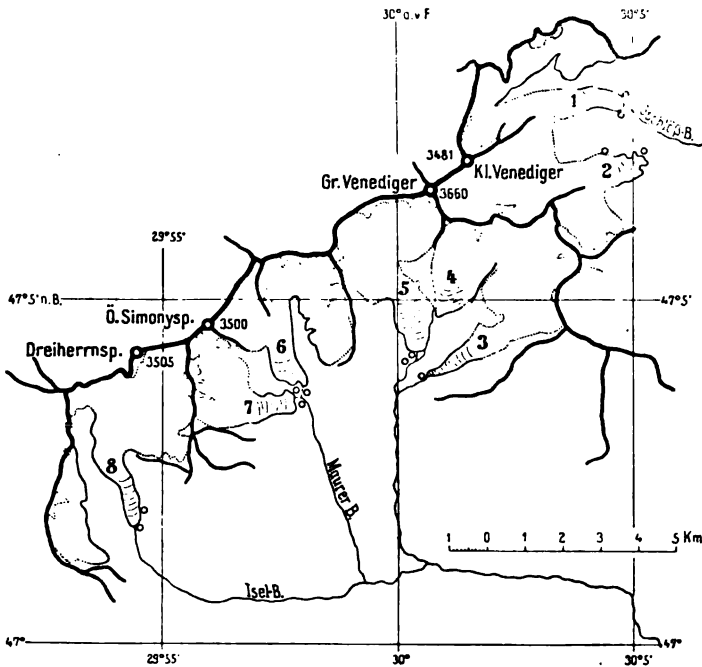
Revision der Gletschermarken im Venedigergebiete (Sommer 1904).

Auf Vorschlag des um die Messung und Beobachtung der Ostalpenglischer sehr verdienten Herrn Dr. Fritzsche in Leipzig, der 1904 durch Krankheit verhindert war, die Revision seiner Gletschermarken im Venedigergebiete selbst vorzunehmen, wurde ich vom Wissenschaftlichen Beiräte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins mit diesen Arbeiten betraut. Ich fand in Herrn K. Döhler aus Leipzig, der bereits mehrere Male mit Herrn Dr. Fritzsche gereist war, einen trefflichen Begleiter, der mich bei meinem Vorhaben, den Stand der gemessenen Gletscherzungen auch durch photogrammetrische Aufnahmen zu fixieren, aufs beste unterstützte. Herr Prof. Finsterwalder in München stellte uns einen schönen, leicht transportierbaren photogrammetrischen 9×12-Apparat zur Verfügung, der sich ausgezeichnet bewährte.

¹⁾ Aus dem Geologischen Centralblatt.

Unsere Aufnahmen, 25 an der Zahl, sind, mit ausführlichen Beschreibungen usw. versehen, in je einer Serie im Wissenschaftlichen Archiv und in der Bibliothek des Alpenvereins aufbewahrt. Da Herr Dr. Fritzscher bereits 1901 verschiedene Gletscher dieses Gebietes photographisch aufgenommen und die Standorte rot markiert hatte (mit P, P₁, P₂ usw.), so haben wir uns im wesentlichen an diese Marken gehalten. Wo irgend möglich, wurden auch die eigentlichen Gletschermarken mit „einphotographiert“.

Das *Viltragenkees* (1)¹⁾ ist seit 1901 um 23 m zurückgegangen und zwar auf der rechten Seite (Flußrichtung) weniger stark als links. Unter



Kartenskizze des Venedigergebietes. 1:200000.

die linke Marke „4. 8. 01. 25.6 m“ setzten wir die Bezeichnung „19. 7. 04. 48.6 m“ nebst Richtungspfeil und Markierungsfleck. Zur rechten Marke (Mitt.²⁾ 1902, No. 11) konnten wir infolge heftigen Steinschlags nicht gelangen.

Das *Schlattenkees* (2) gehört zu jenen steilgeneigten Gehängegletschern, an denen sich eine Bandmessung nicht ausführen läßt. Wir nahmen darum diesen Ferner mehrfach photogrammetrisch auf (siehe Bildserie). Der

¹⁾ Die Ziffern entsprechen den Ziffern der beigegebenen Karte.

²⁾ Mitt. = Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereins.

Gletscher muß als stationär bezeichnet werden. Um für spätere Messungen aber wenigstens einen Fixpunkt festzulegen, von dem aus das Vor- oder Rückschreiten der Zunge genau bestimmt werden kann, brachten wir etwas oberhalb des Steiges zur Prager Hütte auf einem am Hange des Kesselkopfes liegenden großen Gneisblocke einen roten Horizontalstrich an, der, wie wir durch das Horizontglas feststellten, in gleicher Höhe mit dem Gletscherende lag. Der Block, zugleich photogrammetrischer Standpunkt, trägt folgende Markierung: $\frac{\odot}{20. 7. 04}$. Zur Orientierung steht am Wege eine Marke mit den Zeichen „P₄ \uparrow “.

An der Pegelmarke (vgl. Verzeichnis der Gletschermarken)¹⁾ ergab die Nachmessung durch Bergführer Stocker, daß die Gletscheroberfläche in der Zeit von 1896—1904 um 6.8 m eingesunken war. Jedoch bezeichnet diese Ziffer nicht die vertikale Distanz, da sie durch Abmessung an der freigelegten geneigten Felswand gefunden wurde.

Das *Mullwitzkees* (3) ist auf der rechten Seite seit 1896 um volle 104 m zurückgegangen (gemessen von Marke „A. 31. 7. 96“). Seit der letzten Messung im Jahre 1901 beträgt der Rückgang 32.5 m. Das ergibt einen Jahresdurchschnitt von 10.8 m, also etwas weniger als in der Periode 1896 bis 1901 (jährlich 15 m). Wir setzten, wie dies Dr. Fritzsche bereits für 1901 getan, an der rechten Schliffwand einen roten Vertikalstrich mit der Jahresziffer „04“, um die Lage des Gletscherendes zu bezeichnen.

An der 2. Marke vom 6. August 1901, die näher dem Gletscher auf einer Bachinsel steht, zeitigte die Nachmessung folgendes Resultat:

		1901	1904
von {	bis zum rechten (kleinen) Tor	21.5 m	48.1 m
Marke {	„ „ linken (größeren) Tor	20.0 m	41.2 m.

Beim *Rainerkees* (4) hat sich nunmehr auch die letzte Spitze, die bis in die neunziger Jahre die Verbindung des Gletschers mit dem Dorferkees herstellte (Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1883, Tafel 20), vom Talboden zurückgezogen. Wir nahmen den Gletscher, dessen steiles Gehänge die Anbringung von Marken unmöglich macht, mehrfach photogrammetrisch auf. Ein Vergleich der Aufnahmen von 1901 mit den unseren ergibt, daß der Gletscher noch zurückgeht. Jedoch scheint der Rückgang gering zu sein.

Am *Dorferkees* (5) ist der Rückgang weit beträchtlicher. Die rechte Marke „6. 8. 01“ (Mitt. 1902, No. 11) erwies sich infolge der großen Unebenheit des inzwischen freigelegten Gletscherbodens und des Ungestüms der zahlreichen Bäche für uns als ungeeignet zu direkter Messung. Wir setzten, 75 m von ihr entfernt, näher dem Eisrande, eine neue Marke. Sie trägt das Datum „22. 7. 04“ nebst 2 Richtungspfeilen und ist an dem

¹⁾ Dr. Fritzsche, Verzeichnis der Gletschermarken bis 1896. Wien 1898.

größten Gneisblocke auf dem rechten Ufer des Hauptbaches angebracht.

	zum rechten Eisrande	zum Tore
Entfernungen von { am 6. August 01	27 m	58.0 m
der rechten Marke { „ 22. Juli 04	55 m	61.6 m.

Da die Distanz zwischen beiden Marken 75 m beträgt, so stellt sich der Rückgang des Dorferkees von 1901—1904 auf 103 m, bz. 78.6 m. Das ergibt pro Jahr durchschnittlich 30.3 m, also fast eben so viel wie in den Einzeljahren der Periode 1896—1901 (31 m).

Der linke Teil des Gletschers ist eine riesige Schuttwüste mit imposanten Schuttstraßen, gewaltigen Gletschertischen und tief eingesenkten Rinnen. Infolge dieser Schuttbedeckung läßt sich der eigentliche Eisrand nirgends mit Sicherheit bestimmen. Wir mußten darum auf eine Messung von der linken Marke „6. 8. 01“ verzichten.

Das *Maurerkees* (6), dessen linke Seite gleichfalls völlig mit Schutt bedeckt ist, hat seinen Rückzug auch in den Jahren 1901—1904 fortgesetzt, wie folgende Zusammenstellung lehrt:

Marke	Messungsrichtung	am 8. August 01	am 24. Juli 04	Rückgang	Mittel rechts jährlich 12.6 m
B (linkes Ufer) nach N zum linken Eisrand		58.0 m	66.0 m	8.0 m	
G (rechtes Ufer) {	zum Tore	10.6 m	41.3 m	30.7 m	
	zum rechten Eisrand	12.2 m	64.0 m	51.8 m	
F (rechtes Ufer) {	in Richtung des Pfeiles				
	zum rechten Eisrand	20.0 m	51.5 m	31.5 m	
E (neben F) {	in Richtung des N-Pfeiles				
	zum rechten Eisrand	11.0 m	48.6 m	37.6 m	

Im Durchschnitt ergibt sich für die rechte Seite ein jährliches Abschmelzen von 12.6 m, für den ganzen Gletscher ein solches von 10.6 m. In der Zeit von 1896—1901 war er jährlich um 15.5 m zurückgegangen (Mitt. 1902, No. 11).

Das *Maurerkees* scheint diese rückläufige Bewegung schon seit 40 Jahren einzuhalten. Es stand 1860 noch in so enger Verbindung mit dem *Simonykees*, daß Sonklar beide als einen Gletscher auffaßte. Jetzt beträgt der Abstand der beiden einander am nächsten gelegenen Punkte dieser beiden Gletscher über 580 m (1887: 240 m, 1896: 480 m). Der Rückgang entfällt bis auf wenige Meter auf das *Maurerkees*.

Am *Simonykees* (7) stehen vier Gletschermarken, von denen A und B am 30. Juli 1896, D und E (nicht C, wie fälschlich in Mitt. 1902, No. 11 angegeben) am 8. August 1901 gesetzt worden sind. In Verfolg der an den Markensteinen angebrachten Richtungspfeile ergaben sich bei unserer Messung am 24. Juli 1904 folgende Distanzen:

Marke	1896 Meter	1901 Meter	1904 Meter	Rückgang 1901—1904	
A (links am Gletscher)	9	43.5	45.0	1.5 m	} Mittel links jährlich 1.8 m
E („ „ „)	—	8.8	17.4	8.6 m	
B („ „ „)	7	34.0	40.5	6.5 m	
D rechts am { zum rechten Tor	—	31.5	54.6	23.1 m	} Mittel rechts jährlich 5.9 m
Gletscher { zum rechten Eisrand	—	23.4	36.0	12.6 m	

Das Simonykees geht also auf der rechten Seite noch immer stärker zurück als auf der linken, auf der allmählich ein Stillstand einzutreten scheint. Denn während Dr. Fritzsich für 1896—1901 aus den Marken A und B einen jährlichen Rückgang von 8 m konstatieren konnte, läßt sich nach unseren Messungen für diese Marken nur noch ein jährliches Mittel von 1.3 m feststellen.

Das Maurerkees wurde drei-, das Simonykees zweimal photogrammetrisch aufgenommen.

Am *Umbalkees* (8) war die Marke „9. 8. 01“ (25 m) nicht mehr erreichbar, sie lag mitten im reißenden Bache. Wir brachten in gleicher Höhe von ihr weiter ostwärts eine neue Marke an „↑ 04“. Gemessen wurde in der Pfeilrichtung zum (hydrographisch) linken Ende des Tores: Distanz 63 m. Der Gletscher ist also seit 1901 um etwa 35 m zurückgegangen, pro Jahr durchschnittlich 11—12 m, sonach mehr als in den Jahren 1896—1901 (jährlich 5 m).

Die Randmarke, die Dr. Fritzsich 1901 zirka 150 m oberhalb des Talbodens am linksseitigen Moränenwalle direkt an den Eisrand gesetzt hatte, war 1904 volle 10 m davon entfernt. Der Gletscher ist also links 10 m schmaler geworden. Der Block wurde gegen das Kees zu mit „|or“, gegen den Weg zum Umbaltörl mit „●M+“ bezeichnet.

Am Umbalkees haben wir 5 photogrammetrische Aufnahmen gemacht, 2 vom Talboden aus (Frontaufnahmen) und 3 von einem „2 P“ markierten Blocke am Steige zum Umbaltörl. Die 3 zuletzt erwähnten, die eine Panorama-Aufnahme darstellen, werden bei ständiger Wiederholung für die photogrammetrische Messung von Wert sein.

Für den Geldbeitrag, den mir der Zentralausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins zu diesen Arbeiten bewilligte, möchte ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Leipzig.

H. Reishauer.

Spuren einer perialpinen Vereisung der Alpen. Am Ostrand der Alpen findet sich in Mittelsteiermark eine auffallende Verstreuung von großen Blöcken, die Professor Hilber als Wanderblöcke der alten Korralpengletscher¹⁾ beschrieben hat und die nach ihm glazialen Ursprungs sind. Hilber hat diese Bildungen als der Eiszeit angehörig betrachtet, nicht

¹⁾ Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1879.

ohne von mehreren Seiten Widerspruch zu erregen. Die Hauptverbreitungsgebiete dieser Blöcke sind am Radel, ferner zwischen Saggau, Sulm und Mur und bei St. Stephan bei Gratwein ¹⁾; es sind Blöcke von oft ganz bedeutenden Dimensionen, die von den Gehängen der 30 km entfernten Koralpe stammen müssen. Nach Hilber ist die einzige Erklärungsmöglichkeit in Transport durch Eis zu sehen, was E. Richter ²⁾, Penck ³⁾ und Böhm ⁴⁾ ablehnen. Penck und Richter bestreiten die glaziale Natur der Blöcke aus morphologischen Gründen, während Böhm die Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze auf der Koralpe als zu hoch für eine solche bedeutende Gletscherentwicklung, die man schon Inlandeis nennen müßte, ansieht. Die Angaben, die Hilber ⁵⁾ gegen Böhm geltend macht, sind aus klimatologischen Gründen nicht stichhaltig.

Als sicher feststehend muß man ansehen, daß die Entstehung der in Rede stehenden Blockablagerung zeitlich nicht zusammenfallen kann mit der großen Vergletscherung der Alpen, zumal Hilber selbst angibt, daß die Geröllablagerungen bei St. Stephan unter dem pliocänen Belvedereschotter, d. h. unter Schottern, die man als Belvedereschotter anzusprechen pflegt, liegen. Dreger ⁶⁾ hat die Meinung ausgesprochen, daß diese Blockablagerungen von Mittelsteiermark aus einem Konglomerat stammen, das teilweise miocänen, teilweise unbestimmten Alters ist, und diese Ansicht scheint eine Bestätigung zu finden in der Angabe von Hoernes ⁷⁾, daß auch im spanischen Miocän sich solche Blockablagerungen finden.

Nun hat J. Dreger neuerlich sich mit der Entstehung dieser Blöcke beschäftigt; er hat gefunden, daß derartige große Blöcke eines ortsfremden Gesteins schon in den permotriadischen Konglomeraten und Sandsteinen auftreten, so daß es oft nicht möglich ist, diese von den miocänen gleichartigen Ablagerungen zu trennen ⁸⁾. Dreger ist der Ansicht, daß die großen Blöcke ihre erste Lagerstätte im permischen Grödnersandstein und dem Verrucano hatten, daß sie dann in die miocänen Konglomerate eingeschwemmt wurden und von diesen wieder in pliocäne und jüngere Schotter kamen. Aus dem Auftreten der Blöcke in den Ablagerungen an der Basis der Trias schließt Dreger auf eine permische Eiszeit, wobei er hinzufügt,

¹⁾ Siehe Karte bei Hilber: Exkursionsführer z. IX. internat. Geologenkongreß Wien 1903.

²⁾ Geomorpholog. Studien in den Hochalpen, Petermanns Ergänzungshefte, 132.

³⁾ Verhandlungen des VIII. internat. Geographenkongresses, Berlin 1899.

⁴⁾ Die alten Gletscher der Mur und Mürz, Abhandlungen d. k. k. Wiener geograph. Gesellschaft II, 1900.

⁵⁾ Exkursionsführer S. 8.

⁶⁾ Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt 1903, S. 124.

⁷⁾ Sitzungsberichte d. k. Akademie der Wissenschaften in Wien, math. naturw. Kl., Bd. CXIV, Abt. I, 1905. S. 749, 750.

⁸⁾ Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1907, S. 90—93.

daß Glättung oder Schrammung des Untergrundes und Scheuersteine nicht gefunden wurden.

Wichtig festzustellen ist, daß doch nach Dregers Ansicht für die Verteilung der Blöcke nicht Eistransport in erster Linie notwendig ist; aus seiner Darstellung geht meiner Ansicht mit zwingender Sicherheit hervor, daß er es sich wohl vorstellen kann, daß so große Blöcke auch durch Wasser transportiert werden. Es rückt dadurch die Frage der permischen Eiszeit eigentlich an zweite Stelle; die Hauptfrage ist doch, ob man die Entstehung der Blöcke nicht auch anders als durch Eistransport erklären kann.

Dreger stützt seine Hypothese über die permische Eiszeit durch Ausführungen über die geologischen und geographisch-physikalischen Verhältnisse unseres Planeten zur Dyaszeit; er nimmt Bezug auf die jungpalaeozoische Vergletscherung Südafrikas, ferner auf die Bildung des armorikanisch-variskischen Gebirges in Mitteleuropa und glaubt, daß man von diesem Gebirge die Gletscher herleiten könne, die die fraglichen Blöcke hertransportiert haben.

Aus allem geht hervor, daß man einer ebenso interessanten wie kühnen Hypothese gegenübersteht, mit der sich viele Tatsachen schwer in Übereinstimmung bringen lassen; gerade die geologische Geschichte jenes Gebirges, von dem Dreger die Gletscher ausgehen läßt, spricht gegen diese neue Hypothese. Jedenfalls ist Zurückhaltung gegen Dregers Hypothese am Platze; erfreulich ist, daß dadurch die seit langem strittige Frage der Wanderblöcke Steiermarks wieder in den Mittelpunkt des Interesses gerückt wird.

Dr. Franz Heritsch.

Probleme der Gletscherkunde. Unter dieser Überschrift gab Hans Hess in dieser Zeitschrift¹⁾ einen anregenden Überblick auf das im Gebiete der gesamten Gletscherkunde bereits Erforschte, um noch vorhandene Lücken aufzudecken und der künftigen Forschung Ziele zu weisen. In voller Anerkennung des Wertes dieser Schrift kann ich ihr dennoch in einigen wesentlichen Punkten nicht zustimmen. Meine abweichende Anschauung hier auszusprechen, halte ich für geboten.

Nach dem heutigen Stand der Forschung war Hess in der vorliegenden Schrift nicht berechtigt zu schreiben: „Gletscher sind Eismassen, welche wie eine zähe Flüssigkeit strömen“. Solches wurde zwar von verschiedenen Forschern behauptet, aber bisher von keinem bewiesen. Dem Zweck seiner Schrift entsprechend hätte Hess in diesem Falle, ebenso wie er es bei Besprechung des Taltroges getan hat, auch die verschiedenen bestehenden Anschauungen zu Worte kommen lassen sollen, um so auf die noch vorhandene Unsicherheit in der richtigen Erkenntnis über den Vorgang der Gletscherbewegung aufmerksam zu machen und hierdurch zur Entscheidung bringenden Forschung in dieser Richtung anzuregen. So aber verleitet er

¹⁾ Bd. I, Heft 4, S. 241—254.

möglicherweise jüngere Forscher den obigen Satz für feststehend zu halten und auf ihn ihre Forschungen zu stützen. Der künftigen Forschung werden aber nur dann richtige Bahnen gezeigt, wenn keine Meinung als wissenschaftliche Wahrheit hingestellt wird, so lange sie als solche nicht erwiesen ist, mag der Autor noch so sehr von der Richtigkeit seiner Meinung durchdrungen sein.

Ein anderer Punkt, der mich zur Gegenäußerung veranlaßt, ist die Art, in welcher Hess Untersuchungen über das „Fließen des Eises“, worunter die Gletscherbewegung gemeint ist, angestellt hat. In einem Zylinder wurde mittelst eines Kolbens Eis zusammengepreßt, das nur durch eine freigelassene kleine Abflußöffnung oder durch den engen Spielraum zwischen Kolben und Zylinder, nicht aber seitlich entweichen konnte. Die ganze Anordnung des Versuches entsprach den Verhältnissen in der Natur keineswegs. Es wurde kein Gletschereis verwendet, und wäre das auch geschehen, so hätte doch wegen der Kleinheit der Versuchsstücke und ihrer fast vollständigen Umschließung der Einfluß der Eisstruktur (Kornstruktur und Schichtung bezw. Blätterung) nicht zur Geltung kommen können. Ferner setzte bei den Versuchen der Druck nahezu plötzlich in großer Höhe ein, während er im Firnfeld durch die sich häufenden, jährlich verbleibenden Schneereste sehr langsam anschwillt und erst nach Jahrzehnten jene Höhe wie beim Versuche erlangt. Jäh einsetzender Druck zersplittert das Eis, langsam schwellender aber nicht, was wir aus dem Vorkommen der großen Gletscherkörner schließen dürfen. Bei den Versuchen muß endlich eine außerordentlich starke Zersplitterung des Eises dort vor sich gegangen sein, wo das Eis in die engen Abflußöffnungen einzutreten gezwungen war. Hiermit auch nur annähernd vergleichbare Verhältnisse finden sich an keinem einzigen Gletscher. Da es endlich nicht möglich war, Wärmeverhältnisse wie im Gletscher einzuhalten, können die Hess'schen Versuche in keiner Weise etwas zur Aufhellung über die Gletscherbewegung beitragen. Hess war folglich nicht berechtigt, aus der Größe des angewendeten Druckes und der Menge des aus dem Zylinder entwichenen Gemisches von Druckschmelzwasser und winzigen Eissplittern einen Schluß auf die Beweglichkeit des Eises an der Basis mächtiger Gletscher zu ziehen und die maximale Mächtigkeit der gegenwärtigen Gletscher mit 500 bis 600 m zu berechnen.

Aus der der Hess'schen Schrift beigegebenen Figur 10 ist zu erkennen, daß ihr Verfasser auch den Eiszeitgletschern keine größere Mächtigkeit zuerkennt, obwohl geologische Befunde in großer Zahl sichere Beweise für weit größere Mächtigkeit liefern.

In der eben erwähnten Figur bringt Hess die Querschnitte von vier ineinander geschachtelten Taltrögen zur Darstellung, wie er sich dieselben, jeden einer Eiszeit entsprechend, angeordnet denkt. Da nach Hess die Trogränder die Höhenlage der Eisoberfläche einer jeden Eiszeit kennzeichnen, und die zugehörigen Trogböden aus ihren in der Figur angedeuteten Resten

leicht rekonstruiert werden können, so erhalten wir auf diese Weise die Querprofile des Eisstromes in jeder der vier Eiszeiten an ein und derselben Stelle des Tales. Ein Vergleich dieser Profile ergibt nun, daß hier im Gebirge die Masse des Eisstromes von einer Eiszeit zur anderen geringer wurde und daß sie in der vierten Eiszeit kaum ein Fünftel jener der ersten betrug. Ungefähr dieselbe Verhältniszahl wird sich immer wieder ergeben, so oft man auch das Hess'sche Profil unter beiläufiger Wahrung der wirklichen Neigung der Talgehänge und der von Hess gemachten Voraussetzungen zeichnen mag. Nach dem Hess'schen Profile müßte also auch die Vergletscherung des Alpenvorlandes von einer Eiszeit zur anderen an räumlicher Ausdehnung außerordentlich verloren haben. Ja es erscheint sogar mehr als wahrscheinlich, daß die Gletscher der 4. Eiszeit das Alpenvorland nirgends hätten erreichen können. Diese Schlußfolgerungen stehen aber im auffälligsten Widerspruch zu geologisch erwiesenen Tatsachen. Das von Hess gezeichnete Profil kann folglich, wenn es sich auch in der Natur wiederfinden sollte, nicht in der von ihm angegebenen Weise gedeutet werden.

Zum Schluß spreche ich meine Meinung dahingehend aus, daß die bedeutsame Frage der Gletscherbewegung nicht im Laboratorium Beantwortung finden kann. Denn daselbst sind die gebotenen zeitlichen und räumlichen Verhältnisse zu beschränkt. Jedoch auch selbst am Gletscher kann das Studium der genannten Frage nur dann fruchtbar werden, wenn die Beschaffenheit der bewegten Materie in jeder Hinsicht Beachtung findet. Es geht nicht an, den Gletscher einfach als ein großes Stück gefrorenes Wasser zu betrachten und dessen Kornstruktur, Schichtung und Blätterung unbeachtet zu lassen.

Salzburg.

Hans Crammer.

Bemerkung zu obiger Mitteilung. Als Feind jeder unfruchtbaren Diskussion beschränke ich mich auf die Mitteilung, daß ich im Laufe des kommenden Winters meine Laboratoriumsarbeit über das Verhalten des Eises unter Druck fortsetzen und zu einem gewissen Abschluß bringen will. Nachdem die Resultate ausführlich veröffentlicht sind, hoffe ich, daß von anderer Seite mit besseren Hilfsmitteln weitergeforscht werden wird, damit die beim Fließen des Eises auftretenden Erscheinungen möglichst genau bekannt werden. — In bezug auf die ineinander geschalteten Trogformen der alten Gletschertäler ist die gänzliche oder fast gänzliche Negation der Erscheinung sicher das Bequemste; man braucht dann keine Erklärung für ihr Auftreten zu geben. Ich glaube, daß durch sorgfältige morphologische Untersuchung mehr geleistet wird und hoffe in nicht zu ferner Zeit selbst einen entsprechenden Beitrag liefern zu können und auch die Unterstützung anderer Forscher zu finden.

Hess.

Neue Karten des Montblanc-Gebietes. Das französische Alpengebiet entbehrt bekanntlich zurzeit noch einer offiziellen kartographischen Darstellung, die den Anforderungen entsprechen würde, welche man heute an Hochgebirgskarten zu stellen berechtigt ist. Das Bild, das die Carte de France, die französische Generalstabskarte im Maßstab 1:80000 gibt, genügt der Wissenschaft in keiner Weise und von der neuen, in Anlage und Ausführung gleich vortrefflichen Karte von Frankreich in 1:50000 sind bisher noch keine Blätter, die Teile des Alpengebietes betreffen, erschienen. Für das Gebiet des Montblanc lag als einzige brauchbare Karte diejenige in 1:50000 vor, welche der Züricher Kartograph und Ingenieur Xaver Imfeld im Auftrage und auf Kosten des Waadtländers A. Barbey hergestellt hat. So trefflich diese Karte ist, so haftet ihr doch ein großer Übelstand an: Sie gibt zwar ein ausgezeichnet plastisches Bild der Montblanc-Gruppe innerhalb der üblichen Grenzen, da sie in der schweizerischen Reliefmanier koloriert ist, gestattet aber nicht eine exakte Rekonstruktion des Geländes, weil ihr Isohypsen fehlen. Diesem Mangel hilft nun eine neue Ausgabe der Karte ab, die, in der kartographischen Anstalt von Kümmerly & Frey in Bern hergestellt, Isohypsen von 50 zu 50 m enthält, auf den Gletschern in Blau ausgezogen, auf Felsen, soweit sie Isohypsenzeichnung gestatten, und auf Schutt in dunkeltem Braun, auf begrastem oder bewaldetem Gelände in hellerem Braun.¹⁾ Die Schattengebung bei schiefer Beleuchtung aus NW, überhaupt die ganze Kolorierung der ersten Ausgabe wurde gleichzeitig beibehalten. So entstand ein ausgezeichnetes, schönes Kartenbild. Wie weit der Isohypsenzeichnung neues Beobachtungs- resp. Aufnahmematerial zugrunde gelegt wurde, ist mir unbekannt. Doch hatte ich diesen Sommer Gelegenheit, die Karte bei Wanderungen in der Montblanc-Gruppe zu prüfen und konnte mich von ihrer Zuverlässigkeit mehrfach überzeugen. Die Karte, deren Längsachse nicht W-O, sondern der Längsachse des Montblanc-Massifs entsprechend SW-NO orientiert ist, setzt sich aus vier Blättern zusammen (I. Massif de Trélatête, II. Massif du Montblanc, III. Massif du Talèfre, IV. Massif du Trient). Ein Mangel ist, daß die Karte sich ausschließlich auf die Montblanc-Gruppe beschränkt, also gleich jenseits der Grenzen dieser Gruppe aufhört, daher also von den begrenzenden Tälern nur das eine Gehänge darstellt. Folgende Punkte markieren ihren Umfang: Martigny-Bourg, Col de Balme, Chamonix, Bionnay, Mont Joly, Col du Bonhomme, Col des Fours, Col de la Seigne, Entrèves, Col du Ferret, Champex. Die Blätter der Karte erschienen als Beilage zu den Jahrgängen 1905 und 1906 des Jahrbuchs des Schweizer Alpenklubs, sind jedoch auch separat käuflich. Man

¹⁾ Die Karte führt den Titel: Carte Albert Barbey: La Chaine du Mont Blanc, Nouvelle édition de 1906 en 4 feuilles. Topographie par X. Imfeld. — Hypsométrie et nomenclature par Louis Kurz. Bern 1906. Die Karte erschien auch als Beilage zum Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs.

muß Herrn A. Barbey Dank wissen, daß er die Erstellung dieser Karte der Umgebung des höchsten Gipfels der Alpen veranlaßte und ermöglichte.

Ein noch weit großartigeres Kartenwerk ist nun aber soeben vom verdienten Begründer und Direktor des Observatoriums auf dem Montblanc, Herrn Joseph Vallot, gemeinsam mit seinem Vetter Henri Vallot begonnen worden, nichts geringeres als die Aufnahme der Montblanc-Gruppe im Maßstab 1:20000. Als Privatmänner haben sie ihre Kräfte und Mittel diesem großen wissenschaftlichen Werke gewidmet, von dem uns heute ein Probeblatt vorliegt. Dieses Probeblatt (Kartenbild 40×40 cm) umfaßt die unmittelbare Umgebung von Chamonix und trägt den Titel: *Environs de Chamonix extraits de la Carte du Massif du Mont Blanc à l'échelle de 1:20000 exécutée par Henri Vallot, Ingénieur des Arts et Manufactures, et Joseph Vallot, Directeur de l'Observatoire du Mont Blanc, d'après leurs triangulations et levés sur le terrain. Feuille provisoire dressée et dessinée par Henri Vallot. 1907.*¹⁾ Die Karte ist ganz vortrefflich, wie ich mich im Felde überzeugen konnte, und schließt sich den besten alpinen Hochgebirgskarten ebenbürtig an. Das Gelände ist durch Isohypsen von 20 zu 20 m (braun, auf dem Gletscher blau) gegeben, Fels schwarz durch Felszeichnung, Flüsse und Gletscher blau, Schutt, das Wegnetz usw. ebenso wie die Beschreibung schwarz. Das eigentliche Hochgebirge umfaßt das vorliegende Blatt noch nicht. Doch enthält es die Zungen des Mer de Glace (bis 1950 m aufwärts), des Glacier des Bossons (bis 2000 m), dann die Zungenenden der drei kleineren Gletscher, die von den Grandes Aiguilles nach NW auf Chamonix zu sich erstrecken, doch mehr als 1000 m über dem Haupttal endigen (Glacier des Pélerin, Gl. de Blaitière, Gl. des Nantillons). Wir entnehmen der Karte, daß das Mer de Glace heute (richtiger im Augenblick der Aufnahme des Gletscherendes) in 1254 m Höhe endigt, während es Mitte des vorigen Jahrhunderts bis 1140 m herabreichte, der Bossons-Gletscher, mit dem Untergrindelwald-Gletscher der am tiefsten herabreichende Gletscher der Alpen, in 1120 m. Anders als die Karte von Imfeld-Barbey gibt das vorliegende Blatt auch das nordwestliche Gehänge des Tales von Chamonix wieder, das eigentlich nicht mehr zur Montblanc-Gruppe gehört. Das ist für die praktische Brauchbarkeit der Karte wichtig.

Die Herren Vallot haben mit dem vorliegenden Blatt ein hochbedeutungsvolles Werk begonnen, das, wenn einmal vollendet, für die Gletscherkunde von größtem Wert sein wird. Wir möchten ihnen an dieser Stelle zu ihrem Unternehmen gratulieren und demselben guten Fortgang wünschen.

Tréléchant bei Chamonix, im August 1907.

Ed. Brückner.

Schnee in der algerischen Sahara. Hans Fischer hat bekanntlich die äquatoriale Grenze des Schneefalles auf der Erde festzustellen gesucht und dabei eine Grenze gezogen, bis zu der im Mittel jeden Winters Schnee vorkommt, und eine äußerste Grenze des Schneefalles. Daß die letztere in

¹⁾ Verlegt bei Henry Barrère, 21, Rue du Bac, Paris. Preis des Blattes Frs. 1,25.

Einzelheiten durch spätere Beobachtungen berichtigt werden würde, war vorausszusehen. Wo es sich um äußerste Grenzen handelt und nicht um mittlere, kann es nicht anders sein. Im Februar 1906 sind in Nordafrika Schneefälle in Gegenden aufgetreten, die bisher als schneelos galten. A. Supan berichtet in Petermanns Mitteilungen 1906 S. 165 nach dem Bulletin du Comité de l'Afrique française vom März und Mai 1906, daß es am 5. Februar dieses Jahres in El-Goléa von 6 Uhr morgens bis 3 Uhr nachmittags ohne Unterbruch und am 6. Februar von einigen Pausen abgesehen den ganzen Tag schneite. Der Schnee lag schließlich 5—6 cm hoch. Dabei befindet sich El-Goléa in 30° 30' N.Br. und in 390 m Seehöhe. Nach N. reichte der Schneefall bis El-Khoua, 52 km nordöstlich von El-Goléa, nach SW. bis über das Fort Mac Mahon und zur Oasenkette Gourara; am 6. Februar war hier die Umgebung von Timmimoun (29° 10, N.Br.) 3—4 cm hoch mit Schnee bedeckt. Nach Süden reichte der Schneefall bis Ouakda. Am 10. Februar fiel Schnee südlich und südwestlich von Ouargla (32° N.Br.) im Tale Mia und am 16. in Laghouat am Südfuß des Atlas. E. B.

Literaturbericht.

A. G. Högbom: Studien in nordschwedischen Drumlinslandschaften. Bull.

Geol. Inst., Upsala, Vol. VI, 1905, S. 175—199. Mit zwei Karten 1:50000.

In der Provinz Westerbotten kommen ausgedehnte Gebiete vor, deren landschaftliche Physiognomie durch das häufige Auftreten von Drumlins charakterisiert wird. Diese Drumlins gehören meistens zu dem Typus „elongated hills“. Bei einer Höhe von nur einigen Metern und einer Breite von 50—100 m, können sie eine Länge von 1—3 km erreichen.

Rundhöckerfelsen sind oft an ihren Proximalenden entblößt, und wenn jene sich über die Drumlinsrücken erheben, bekommen diese das Aussehen eines Anhängsels oder Schweifes an den Leeseiten der Felsen. Die Drumlins werden vom Verf. als Akkumulationsbildungen gedeutet, und als ein Beweis für diese Auffassung wird angeführt, daß die Geschiebe in und auf den Drumlinsrücken oft an der Oberseite in derselben Richtung wie die Rücken parallel geschrammt sind. Die bemerkenswerte Erscheinung, daß die Granit- und Gneißberge des Gebietes unabhängig von der Struktur und den Streichrichtungen des Gesteins in derselben Richtung wie die Drumlins ausgezogen sind, wird vom Verfasser diskutiert und leitet ihn zu der Schlußfolgerung, daß beide Erscheinungen der Hauptsache nach gleichzeitig und auf die Wirkungsweise des Eises zurückzuführen sind. Mehrere Kartenskizzen und Figuren illustrieren die Arbeit. Ref. d. Verf.¹⁾

¹⁾ Im geolog. Zentralblatt erschienen.

Bibliographie.

Über die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Hefte des laufenden Bandes dieser Zeitschrift S. 76.

Rezente Gletscher.

Allgemeine Gletscherkunde.

Schneefühen etc. *B. Soc. hongroise de G.* **35** (1907): 311—30. **Pojlák.**

Hóformák és keletkezésük. Irta Pojlák János. Mit 3 Taf. und 17 Abb. im Text.

[Es handelt sich um eine, wie aus den Abbildungen hervorgeht, wertvolle Abhandlung über die Wirkung des Windes auf den Schnee und die Schneedecke. E. B.]

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Frankreich. *B. Soc. géol de France* (4) **5** (1905): 535—6. **Lory.**

Sur la limite des neiges dans les Alpes dauphinoises. Par. M. P. Lory.

[Bestimmt die Höhe der Schneegrenze in der Gruppe der Belledonne zu 2725 m und in der des Chaillol zu 2875 m; es senkt sich also die Schneegrenze um 150 m bei Vorschreiten vom Südrand zum Nordrand der kristallinischen Massive. E. B.]

— — *Annuaire de la Soc. des Touristes du Dauphiné 1904* **Jacob, Flusin.**
No. 30 (Grenoble 1905): 60 S.

Etude sur le Glacier Noire et le Glacier Blanc dans le massif du Pelvoux. Par Ch. Jacob et Ggs. Flusin.

[Die Arbeit, welche außer eingehender Beschreibung der beiden Talgletscher eine kurze Darstellung der Beobachtungen bringt, welche bisher über deren Schwankungen gemacht wurden, enthält als wichtigstes Stück die in 1 : 10 000 gezeichneten Karten der Gletscher. Für diese diente als Unterlage die gute Aufnahme der Pelvoux-Gruppe von H. Dechannel sowie die an eine eigens gemessene Basis angeschlossenen topographischen Aufnahmen der beiden Verfasser. Dem Plan für künftige Beobachtungen an diesen Gletschern entsprechend wurde der Topographie des Eises besondere Sorgfalt zugewandt, während das umrahmende Gelände nur skizzenhaft behandelt wurde. Die Niveaukurven (20 m Äquidistanz) wurden zwar mit Hilfe von photographischen Aufnahmen gezeichnet; aber zur Konstruktion von Punkten wurden die Photos nicht verwendet. Die Zahl der eingemessenen Punkte ist zwar nicht sehr groß, doch sind diese im Gebiet der Gletscherzungen und der unteren Firmulden ziemlich günstig verteilt; so bilden die Karten eine gute Unterlage für spätere genauere Studien an den größten Gletschern der Pelvoux-Gruppe.¹⁾ Hess.]

— — *B. Soc. Neuchâteloise de G.* **16** (1905): 18—49. **Girardin.**

Les glaciers de Savoie. Par P. Girardin.

[Die vorliegende Arbeit behandelt die Verschiedenheit des Erosionsgrades in den Alpen, zu welcher Betrachtung die relativ große Höhenlage der Täler und Joche des

¹⁾ Aus Petermanns Mitteilungen 1907 Lit.-Ber. No. 612 abgedruckt.

Vanoise-Massifs Veranlassung gibt. Ein zweites Kapitel behandelt das „Klima der Gletscher“; es enthält neben einer Anzahl meteorologischer Daten die Flächeninhalte der savoyischen Gletscher (mit Ausnahme derer der Montblanc-Gruppe). 28 Gletscher besitzen danach eine Gesamtfläche von 7880 ha. Die Höhe der Schneegrenze, welche durch direkte Beobachtung ermittelt wurde, ergab für die Maurienne Osthang 2800 m, Westhang 3000 m als Mittelwerte. An Längenverlusten vom letzten Vorstoß bis zur Gegenwart wurden für fünf Gletscher Beträge zwischen 310 und 1100 m festgestellt. Für einen Gletscher, den Glacier des Evettes, ist der Flächenverlust zu 305 ha ermittelt worden. Es ergab sich außerdem, daß die Gletscher dieses Gebiets um 1818 einen Hochstand, um 1855 einen zweiten hatten. Um 1890 trat mehrfach eine Unterbrechung des Rückganges auf. ¹⁾ Hess.]

—: **Kärnten.** *Carinthia* 96 II (1906): 179—82. **Angerer.**

Gletscherbeobachtungen im Ankogelgebiete und an der Pasterze im Sommer 1906. Von Dr. Hans Angerer.

— — *Carinthia* 96 II (1906): 81—86. —

Beobachtungen am Pasterzengletscher in den Jahren 1904 und 1905. Von Dr. Hans Angerer.

Quartäre Eiszeit.

Eiszeithildungen einzelner Gebiete.

Alpen: Italien. *B. Soc. géol. de France* (4) 5 (1905): 874—9. **Martin.**

Note sur le glacier de la Doire-Ripaire et les conglomérats de la Superga. Par M. David Martin.

— — *Ebenda*: 836—40. **Depéret.**

Observations sur l'âge des conglomérats de la Superga. Par M. Ch. Depéret.

[Martin möchte das rätselhafte Blockkonglomerat der Superga bei Turin auf Grund seines Besuches bei Gelegenheit der Versammlung der französischen geologischen Gesellschaft in Turin als glazial ansprechen, abgelagert vom Gletscher der Dora Riparia. Ch. Depéret erklärt das früher für oligocän gehaltene Konglomerat nach Fossilfunden für miocän. Eine lange Diskussion schließt sich an. E. B.]

—: **Frankreich.** *La G.* 14 (1906): 1—13. **Martin.**

L'ancien cañon de la Blache et les vallées mortes du Gapençais. Par David Martin.

[Täler, deren Entstehung z. T. der Gletscherwirkung resp. der Wirkung subglazialer Bäche zugeschrieben wird und die dann beim Rückzug des Eises verschüttet worden waren, wurden neuerdings einer Eintiefung durch fließendes Wasser ausgesetzt, so daß epigenetische Talstrecken entstanden. Andere verschüttete Täler haben eine neuerliche Eintiefung nicht erfahren, weil ihre Flüsse heute einen andern Weg eingeschlagen haben. E. B.]

— — *B. des services de la Carte géol. de la France* 16 No. 109 (Paris 1906). —

Dérivations préglaciaires de la Durance et cañons adventifs subglaciaires. Par David Martin.

[Am Oberlauf der Durance, im Niveau des jetzigen Flusses, kann man eine ganze Reihe von jetzt verlassenen Flußbetten beobachten, die in anstehendes Gestein eingegraben sind. Es werden zwei verschiedene Arten unterschieden: solche, die durch den Fluß selbst gebildet zu sein scheinen, und zwar in präglazialer Zeit, als der Fluß eine weit größere Wassermenge führte als heute, und anderseits solche, die erst gegen

¹⁾ Aus Petermanns Mitteilungen 1907 Lit.-Ber. No. 611 abgedruckt.

das Ende der Glacialzeit entstanden sind. Diese letzteren, die „cañons adventifs“, sind in den Seitentälern gelegen, in die sich Abzweigungen der Gletscher des Haupttals ergossen, und stets am Fuße felsiger Abhänge, die der Sonne ausgesetzt sind, neben den Stirnmoränen zu finden. Die Entstehung dieser Talbildungen denkt sich Martin in folgender Weise. Das sich vor der Moräne im Frühjahr, zur Zeit der Schneeschmelze, aufstauende Wasser konnte hier keinen Abfluß finden, da der auf der Moräne lagernde Gletscher dies verhinderte. An derjenigen Seite des Tales jedoch, die nicht gegen die Sonnenstrahlen geschützt war, schmolz infolge der Erwärmung der Gletscher ab, so daß im Laufe der Zeit an dieser Stelle das Wasser einen Ausweg zu finden vermochte. Es wurde auf diese Weise ein Tal geschaffen, das wir heute neben der Moräne im anstehenden Fels vorfinden.¹⁾ A. Rühl.]

— — *B. Soc. géol. de France* (4) 5 (1905): 535—6. **Lory.**

Sur le glaciaire dans les Alpes dauphinoise. Par M. P. Lory.

[Einige Bemerkungen über den äußersten Stand der Würmvergletscherung, etwas abweichend von Penck. E. B.]

— **Salzburg.** *Jb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien* 57 (1907): 455—500. **Fugger.**

Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Von Eberhard Fugger. *Mit 6 Abb.*

[Der Salzburger Geologe behandelt hier auch das Quartär, freilich in unzutreffender Weise. Die von seinen Ansichten abweichenden Ergebnisse des Referenten (Vergletscherung des Salzachgebietes, Wien 1886) sowie H. Crammers und Pencks (in Penck und Brückner, *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig 1902) werden nicht berücksichtigt, ja die betreffenden Publikationen in dem sonst sehr vollständigen Literaturverzeichnis übergangen. Das Mönchskonglomerat, das der Referent zuerst als interglaziales Delta deutete, wird von Fugger immer noch für Tertiär erklärt, obwohl in dessen Liegendem Crammer Moräne nachgewiesen hat. Von der Überlagerung des Konglomerates auf der Moräne konnte sich 1903 die Glazialexkursion des Wiener internationalen Geologenkongresses überzeugen. Im September 1907 zeigte sie sich dem Referenten in zwingendster Deutlichkeit bei einem Besuch der betreffenden Stelle am Rainberg gemeinsam mit Crammer und Penck. Die Schotter, die die Salzburger Ebene weithin aufbauen, werden mit Unrecht als Glazialschotter gedeutet; sie sind postglazial. Die Kenntnis von der Entstehung der Salzburger Ebene hat durch Fuggers Untersuchungen keinen Fortschritt erfahren. E. B.]

Rheinprovinz. *Jb. k. preuss. geol. Landesanstalt* 24 (1903) **Holzapfel.**

Berlin 1907: 483—502.

Beobachtungen in Diluvium der Gegend von Aachen. Von E. Holzapfel. *Mit Karte.*

[Die altdiluvialen Ablagerungen auf dem Tertiärplateau sind Rhein-Maas-Kiese, abgesetzt in einer flachen Meeresbucht. Sie sind mehrfach verworfen. E. B.]

Norddeutschland. *Ber. Oldenburg. Ver. f. Altertumskunde u.* **Martin.**

Landesgesch. 14: 26—50.

J. Martin: Das Studium der erratischen Geschiebe im Dienste der Glazialforschung. *Mit 3 Taf.*

[Martin faßt hier die Resultate seiner Untersuchungen zusammen, die sich gegen die herrschende Anschauung wenden, daß die Stromrichtung des nordischen Inland-eises mehrfach gewechselt habe. Letztere stützte sich außer auf sich kreuzende Schrammen auf anstehendem Fels vor allem auf die Tatsache, daß die Geschiebe des

¹⁾ Aus Petermanns Mitteilungen 1907 Lit.-Ber. No. 619 abgedruckt.

norddeutschen Flachlandes sowohl aus Schweden als aus Esthland stammen; sie unterschied einen jüngeren und einen älteren „baltischen Eisstrom“ von OW-Richtung und einen Hauptstrom zwischen beiden, der sich fächerförmig in NW- bis NNW-Richtung ausbreitete. In Holland nahm man nach den dort vorhandenen Geschieben einen baltischen Eisstrom an. Martin aber fand in Oldenburg fast nur Geschiebe, die aus Dalarne und Jemtland stammen. In Oldenburg ist nur eine Grundmoräne vorhanden, sie stammt aus der sog. Hauptvereisung und dies war hier ein baltischer NO-SW-Strom. Das gleiche gilt von Holland. E. B.]

— *Jb. k. preuss. geol. Landesanstalt* **24** (1903) Berlin 1907: **Grönwall.**
420—39.

Geschiebestudien, ein Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Von Karl A. Grönwall in Kopenhagen.

[Aus der Untersuchung der tertiären Geschiebe im Quartär werden Schlüsse auf die Verbreitung der Tertiärs gezogen. E. B.]

— *Jb. k. preuss. geol. Landesanstalt* **24** (1903) Berlin 1907: 234—53. **Stille.**

Zur Geschichte des Almtales südwestlich von Paderborn. Von Hans Stille.

[Behandelt auch die quartären Ablagerungen. Aus dem Fehlen von paläozoischen Geröllen im Altdiluvium wird geschlossen, daß die obere Alm damals noch nicht im Paläozoicum eingeschnitten war, während sie heute 80 m tief darin einschneidet. Der Unterlauf weist dagegen wohl mehrfachen Wechsel von Erosion und Akkumulation, aber keine wesentliche Vertiefung in der Glazialzeit auf. E. B.]

— *X. (1905/6) Jahresber. G. Ges. Greifswald* **Thienemann.**
(1907): 381—463.

Planaria alpina auf Rügen und die Eiszeit. Mit 1 Tafel, 1 Übersichtskarte und 1 Karte im Text. Von Dr. August Thienemann.

[Dieser in den Bächen von Jasmund auf Rügen (wie in den Quellen der mitteldeutschen Bergbäche) auftretende, in ganz Norddeutschland fehlende alpine Strudelwurm erscheint als typische Reliktenform aus der letzten Eiszeit, wie schon Voigt annahm. Nur besonders kühle Bäche bergen *P. alpina*, sonst ist sie geschwunden. Verf. erklärt die heutige geographische Verteilung im einzelnen aus dem Verlauf der Ereignisse nach Schluß der Eiszeit. E. B.]

— *Jb. kgl. preuss. geol. Landesanstalt* **Klautzsch, Soenderop.**
25 (1904), Berlin 1906: 794—806.

A. Klautzsch und F. Soenderop: Geologische Mitteilungen aus dem Grenzgebiete zwischen Ermland und Masuren.

[Aufnahmebericht über die Blätter Ribben, Aweyden, Sorquitten, Sensburg und Seehesten der preußischen geologischen Karte 1: 25 000. Behandelt die Fortsetzung des großen Endmoränenzuges nach NE über Kobulten (Höhe des Olymp 697 Fuß) bis Domp und Kosarken. Ältere Endmoränenstücke finden sich weiter südlich, ein jüngerer Hauptmoränenzug weiter nördlich. E. B.]

— *X. (1905/6) Jahresber. G. Ges. Greifswald* (1907): 463—501. **Bellmer.**

Untersuchungen an Seen und Söllen Neuvorpommerns und Rügens. Mit 1 Tafel. Von A. Bellmer.

[Auslotung der Seen und Sölle (runde kleine Seen).]

Dänemark. *Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal.* 1906: 593—600. **Gagel.**

C. Gagel: Ueber das Vorkommen von Facettengeschieben im dänischen Diluvium. Mit 2 Abb.

[Beschreibt Facettengeschiebe aus der Umgebung des kleinen Belt; sie besaßen z. T. Schliffflächen mit Schrammen, die in verschiedener Richtung liefen. Für die Mehrzahl wurde die Herkunft aus dem oberen Geschiebemergel sichergestellt, an einer Stelle aus einem Geschiebepflaster, das $1\frac{1}{2}$ —2 m unter der Oberfläche des Geschiebemergels eingelagert war. Entsprechende Geschiebe wurden in Holstein beobachtet. E. B.]

Dänemark.*Quart. J. Geol. Soc.* **62** (1906): 484—8.**Hill.**

The Chalk and Drift in Møen. By Edwin Hill.

[Schildert die Ergebnisse eines Besuches, den Bonney und der Verf. Møen machten, um die Kreideschollen von Møen in ihrer Beziehung zum Quartär zu untersuchen. Nach ihnen ist die Kreide in präglazialer Zeit gestört und dann erst das Quartär aufgelagert. Die Erscheinungen sind ähnlich denen auf Rügen, die, wie Ref. bemerken möchte, Philippi in Bd. I, S. 71 dieser Zeitschrift so zwingend auf Eiswirkung zurückgeführt hat. E. B.]

Norwegen.*Nyt Mag. f. Naturvid* **44** (Kristiania 1906): 1—60.**Danielsen.**

D. Danielsen: Skjaelbankestudier i den østlige del af Nedenes amti

[Untersuchung der Muschelbänke im östlichen Teil des Amtes Nedenes an der Südküste Norwegens, zwischen Osterrisør und Arendal. An einer Stelle liegt Moräne auf Arca-Ton, einen Vorstoß der Gletscher nach der Arcazeit (Brøggers Einteilung) anzeigend.]

Fennoskandia.*B. Commission géol. de Finlande* No. 18.**Tanner.**

Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar: 1. Till frågan om Ost-Finmarkens Glaciation och nivåförändringar. Af V. Tanner. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia: 1. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Helsingfors 1907. 165 S. 8°. Mit Abb. u. 4 Karten.

[Bringt die Resultate von zwei 1905 ausgeführten Reisen des Verfassers. Die Verbreitung der Erratika ergibt, daß im Bereich der Küste um den Varanger Fjord die Eisbewegung von SW nach NO gegangen ist, also gegen das Eismeer hin. Die Hebung des Landes wird durch Isobasen dargestellt und zwar werden solche für drei Strandlinien, eine altglaziale und zwei postglaziale gezeichnet E. B.]

Nord-Rußland.*Fennia* **21** No. 7 (1903/4): 66 S.**Ramsay.**

Beiträge zur Geologie der recenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin. Von Wilhelm Ramsay. Mit 4 Tafeln.

[Rezente und pleistocäne Ablagerungen bilden die Hauptmasse der Halbinsel Kanin und zwar:

1. Rezent und Postglazial:

Flugsand. Dünen. Marschboden. Torf.

2. Glazial und älteres Quartär:

M₃ Oberste Moräne, z. T. Hügel aufbauend, viele kristalline Geschiebe enthaltend;

S₃ Geschichteter Sand, nicht überall;

M₂ Moräne. Geschiebemergel — die überall ausgebreitete Hauptmoräne, aufgearbeitete marine Ablagerungen enthaltend, mit vorwiegend mesozoischen und paläozoischen erratischen Geschieben.

S₂ Geschichteter Sand;

M₁ Moräne — unterer mächtiger Geschiebenton auf der Nordküste.

Unter den Geschieben sind am häufigsten die lokalen des Paë-Gebirges; dann erscheinen auch fenno-skandische (so die kristallinen Blöcke in M_3) und timan-uralische Blöcke (mesozoisches und paläozoisches Material in M_2 und M_1); M_2 wird als Grundmoräne des Inlandeises gedeutet, M_3 als Ablagerung beim Rückzug des Eises.

Gletscherschrammen und die Lage des Eisrandes zu verschiedenen Epochen werden geschildert. E. B.]

— *Fennia* **22** No. 1 (1904 5): 10 S. —
Quartärgeologisches aus Onega-Karelien. Von Wilhelm Ramsay. Mit 2 Tafeln.
[Gibt u. a. auch eine Übersicht über die Äsbildungen im Westen und Norden des Onega-Sees. E. B.]

England. *P. Yorkshire Geol. S.* **15** (1905): 411—36. **Carter.**
The Glaciation of the Don and Dearne Volleys. By W. Lower Carter. Mit Karten u. Abb.

— *Proc. Liverpool Geol. S.* **10** (1905) 26—37. **Edwards.**
The Glacial Geology of Anglesey. By W. Edwards.

— *Geol. Mag.* **3** (1906): 406—12. **Rastall, Smith.**
Tarns on the Haystacks Mountain, Buttermere, Cumberland. By R. H. Rastall and Bernard Smith. Mit Karte u. Abb.

— *Quart. J. Geol. Soc.* **62** (1906): 491—7. **Bonney.**
On the Relations of the Chalk and Boulder-Clag near Royston, Hertfordshire. By T. G. Bonney.

[H. B. Woodward hat von Royston Kreideschollen beschrieben, die nach ihm vom Inlandeis dislociert und so zwischen Moränen gekommen sein sollen. Bonney polemisiert gegen diese Erklärung und möchte wie für Möen und Rügen eine derartige Gletscherwirkung durchaus ablehnen. E. B.)

Wales. *Transact. R. S. Edinburgh* **41** (1904): 55—87. **Jehu.**
The Glacial Deposits of Northern Pembrokeshire. By Dr. T. J. Jehu. Mit Tafel.

Irland. *Geol. Mag.* **3** (1906): 154—61, 227—34. **Reed.**
Notes on the Corries of the Comeragh Mountains, Co. Waterford. By F. R. Cowper-Reed. Mit Karten u. Tafel.

[Behandelt die Kare und Karsen dieses Gebirges.]

Irland. *P. Belfast Nat. Field Club (2)* **5** (1906): 319—33. **Christen.**

A Summary of Recent Glacial Investigations. By Mrs R. Christen. Mit Taf.

[Zusammenfassung der glazialen Arbeiten des Field Club in Nordost-Irland.]

Außereuropäische Gebiete.

Himalaya. *Petermanns Mitteilungen Ergänzungsheft No 155* **Österreich.**
Gotha 1906. 106 S. gr. 8^o.

Die Täler des nordwestlichen Himalaya. Beobachtungen und Studien von Dr. Karl Österreich. Mit einer Karte, 36 Tafeln und 39 Figuren im Text.

[Enthält ausgedehnte Beobachtungen über glaziale Bildungen und Formen, auf die wir an anderer Stelle eingehen werden.]

Amerika. *Popular Sc. Monthly* **68** (1906): 300—22. **Merrill.**

The Developement of the Glacial Hypothesis in America. By Dr. G. P. Merrill.

Canada. *Am. J. of Sc.* **21** (1906): 196—205. **Wilson.**

On the glaciation of Orford and Sutton Mountains, Quebec. By Alfred W. G. Wilson. Mit Karte u. Bildern.

[Auch diese höchsten Gipfel des Distriktes lagen unter Eis, so daß die Höhe bis zu der in diesem Teil des östlichen Canada das Inlandeis reicht, nicht zu bestimmen ist.]

Vereinigste Staaten: Osten. *J. of Geol.* **13** (1905): 713—35.

Wilson.

The Pleistocene Formations of Sankaty Head, Nantucket. By J. Howard Wilson, Columbia University. *Mit 12 Abb.*

[Behandelt die quartäre fossilreiche Schichtserie, die am Sankaty Head auf der Insel Nantucket, Massachusetts, entblößt ist. Bisher wurde angenommen, daß es sich um marine Ablagerungen von Sand, Ton usw. handle, die durch das Inlandeis an sekundäre Lagerstätte gekommen seien. Verf. zeigt, daß sie sich in situ befinden und interglacialen Charakter haben: warme Meeresfauna in den tiefen Lagern, die, nach Verhältnissen in der Nachbarschaft zu urteilen, auf einem älteren Blocklehm liegen; nach oben stellt sich eine kalte, ja arktische Fauna ein, das Herannahen der Wisconsinvergletscherung (letzte Eiszeit) markierend, die dann auf der Insel Nantucket Endmoränen hinterließ. Die Höhenlage des Landes war, als der Rand des Inlandeises hier lag, nicht merklich anders als heute. E. B.]

— — *Popular Sc. Monthly* **68** (1906): 387—97.

Tarr.

Watkins Glen and other Gorges of the Finger Lake Region of Central New York. By Prof. Ralph S. Tarr. *Mit Karten u. Abb.*

[Auszug aus der in dieser Zeitschrift Bd. I, S. 319 erwähnten Abhandlung.]

— — *J. of Geol.* **14** (1906): 113—21.

Rich.

Local Glaciation in the Catskill Mountains. By J. L. Rich. *Mit Abb.*

— — *B. G. Soc. Philadelphia* **4** (1906): 25—35.

Tower.

Regional and Economic Geography of Pennsylvania. Part I — Physiography: Glaciation. By Walter S. Tower.

[Kurz zusammenfassend.]

— **Inneres.** *U. S. Geol. Survey Profess. Paper* No. 35.

Alden.

The Delavan Lobe of the Lake Michigan Glacier of the Wisconsin stage of glaciation and associated phenomena. By William C. Alden. 106 S. 80. *Washington* 1904.

— — *J. of Geol.* **13** (1905): 238—56.

Chamberlin.

The Glacial Features of the St. Croix Dalles Region. By Rollin T. Chamberlin.

— — *U. S. Geol. Survey B. No.* 373 (1905): 46 S.

Alden.

The Drumlins of South-Eastern Wisconsin. Preliminary Paper. By William C. Alden. *Mit Karte u. Abb.*

— — *J. of Geol.* **13** (1905): 35—44.

Berkey.

Laminated Interglacial Clays of Grantsburg, Wis. Charles P. Berkey.

Schluß der Redaktion am 7. November 1907.

Les variations périodiques des glaciers.

XII^{me} Rapport, 1906.

Rédigé au nom de la Commission internationale des glaciers

par

Dr. **Ed. Brückner**,

Professeur à la Université de Vienne, Président de la Commission,

et

E. Muret,

Inspecteur des Forêts à Lausanne, Secrétaire de la Commission.

En livrant à la publicité le rapport de 1906, nous devons avant toute chose exprimer nos regrets de ce que cette publication n'ait pu avoir lieu plus tôt. Mais lorsque les derniers rapports sont arrivés, le second cahier de la *Zeitschrift für Gletscherkunde* était déjà à l'impression et des circonstances indépendantes de notre volonté ont fortement retardé l'apparition du troisième cahier.

Nous n'avons reçu de diverses régions aucun rapport; c'est le cas spécialement pour les régions arctiques et antarctiques et pour l'Amérique du Sud. Nous espérons pouvoir compléter les lacunes l'année prochaine.

Un rapport, — celui des M. M. Vaux sur les glaciers canadiens — diffère passablement dans sa forme des rapports publiés jusqu'ici. Etant donné son grand intérêt, nous avons cru cependant devoir le reproduire in extenso.

En vue d'assurer la continuité des rapports, nous conservons la division admise jusqu'ici, bien qu'au point de vue géographique elle puisse prêter le flanc à des critiques. Elle correspond avant tout à la délimitation des régions attribuées aux divers rapporteurs.

A. Alpes de l'Europe centrale.

I. Alpes Suisses.

(M. M. F.-A. Forel, à Morges, et E. Muret, à Lausanne.)

Nous continuons à établir sur le même plan que les années précédentes le tableau général des variations des glaciers des Alpes

suisses, mesurés en 1906 par les agents des Services cantonaux des Eaux et Forêts et par quelques naturalistes nos amis.

Nombre des glaciers

	En crue certaine	En crue douteuse	Stationnaires	En décrue douteuse	En décrue certaine	Non observés	Total en observations
1897	4	8	6	10	36	15	79
1898	5	7	6	7	45	14	84
1899	1	9	0	19	44	20	93
1900	1	6	0	14	61	11	93
1901	1	0	0	13	68	12	94
1902	0	13	12	5	48	17	95
1903	3	12	6	8	29	32	90
1904	0	5	4	20	44	17	90
1905	0	3	3	2	41	41	90
1906	0	9	0	1	53	27	90

1906	En crue certaine	En crue douteuse	Stationnaires	En décrue douteuse	En décrue certaine	Non observés	Total en observations
Bassin du Rhône	0	3	0	1	18	16	38
„ de l'Aar	0	3	0	0	7	2	12
„ de la Reus	0	1	0	0	7	1	9
„ de la Linth	0	0	0	0	2	0	2
„ du Rhin	0	2	0	0	10	2	16
„ de l'Inn	0	0	0	0	5	—	5
„ de l'Adda	0	0	0	0	2	—	2
„ du Tessin	0	0	0	0	2	6	8

Aucun glacier parmi ceux qui ont été mesurés en 1906, n'a montré de crue certaine.

Deux glaciers du bassin du Rhin, le Piz Sol et le Sardona, dans les Alpes de St. Gall, qui étaient déjà signalés l'année dernière comme montrant une légère crue, quelques décimètres seulement, nous sont indiqués cette année comme ayant fait encore une crue, également très faible. Malgré l'insignifiance de cet allongement, nous devons les inscrire comme étant en crue probable. Nous attendrons les mesures de l'année prochaine pour décider si la crue est certaine ou si les glaciers sont simplement stationnaires, en stade de minimum, avec les variations légères, irrégulières, alternatives de l'état d'étiage.

Sept glaciers, dont trois du bassin du Rhône, le Dard, Scex-rouge et Prapioz des Alpes vaudoises, trois du bassin de l'Aar, l'Eiger, Blümlisalp, Kanderfirn des Alpes bernoises, enfin le Firnälpele des Alpes d'Unterwald dans le bassin de la Reuss sont signalés, cela pour la première fois, comme étant en crue plus au moins forte. D'après notre nomenclature nous les inscrirons comme étant en crue douteuse.

La décrue continue à être générale dans les glaciers des Alpes suisses.

II. Alpes orientales.

(Professor Dr. Ed. Brückner, à Vienne.)

Die Zahl der auf ihre Größenänderung hin in den Ostalpen — abgesehen vom italienischen Gebiet — im Sommer 1906 beobachteten Gletscher ist weit kleiner als 1905, im ganzen nur 30. Von ihnen waren 26 im Rückgang, 3 stationär und einer im Vorrücken. Der Rückgang herrscht weit mehr vor als 1905, wo unter 61 beobachteten Gletschern 7 im Vorstoß und 5 stationär waren. In den Ötztaler Alpen, wo 1905 an verhältnismäßig vielen Gletschern ein Vorstoß (5) und ein stationärer Zustand (3) beobachtet wurde, haben Gaisberg-, Spiegel-, Rofenkar-, Taufkar- und Mitterkarferner aufgehört vorzurücken; die 4 erstgenannten zeigen deutlichen Rückgang gegenüber 1905, der letztere ist seit 1905 stationär geblieben. Stationär geworden ist der Rotmoosferner, der 1904/05 zurückgegangen war, stationär geblieben der Langtalerferner. Das Großelendkees in der Ankogelgruppe, das 1905 nur einen kleinen Vorstoß auf einer Seite aufwies, aber im ganzen doch als stationär zu bezeichnen war, zeigte 1906 einen deutlichen Vorstoß — als einziger Gletscher im ganzen Gebiet, an dem 1906 ein Vorrücken beobachtet worden ist.

Dankend sei auch an dieser Stelle der Mitwirkung gedacht, die vom Zentralausschusse wie von einzelnen Sektionen des deutschen und österreichischen Alpenvereins den Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen durch Übernahme der Nachmessung von seiten einzelner Mitglieder wie durch Spendung der nicht unerheblichen Mittel zu den Nachmessungen auch im Berichtsjahre betätigt worden ist.

Wir führen in folgendem die Beobachtungen an den einzelnen Gletschern in der gleichen Gruppierung auf, wie in den früheren Berichten.

1. Übergossene Alm (Hochkönig). Nach den Beobachtungen von Prof. H. Crammer ging der Gletscher der Übergossenen Alm auch im Jahre 1906 längs seines ganzen unteren Randes zurück. Die Osthälfte des Gletschers wurde bis ganz hinauf vollständig schneefrei;

der Rückgang erstreckte sich sonach hier auch über das Firnfeld. Die zunehmende Vergrößerung der aus dem Eise ragenden Felsinseln bewies das Sinken der Eisoberfläche.

2. Silvretta-Gruppe. Der Jamtalferner ist nach Prof. Dr. G. Greims Beobachtungen seit 1905 wieder ein Stück zurückgegangen, am meisten auf der rechten Seite. Unter dem obersten Ende der Zunge, wo die Gletscherspalten quer hindurch gehen, war die Gletscherzunge im mittleren Teil sehr stark eingesunken und die Randteile des Gletschers etwas höher. Die photographische Aufnahmsreihe des Jamtalferners vom gleichen Standpunkt (seit 1893 jährlich) wurde fortgesetzt und von den Abhängen des Gamshorns der obere Gletscher photographiert.

3. Ötztaler Gruppe. Aus deren Gebiet liegen zahlreiche Beobachtungen vor. Nach A. Blümckes und H. Hess' Beobachtungen haben der Hochjoch-, der Hintereis- und der Vernagtferner ungefähr in gleichem Maß abgenommen wie in den letzten Jahren. Nach Blümcke nahm auch der Guslarferner im allgemeinen ab; jedoch war an einigen Punkten der blauen Steinlinie, welche 1904 gelegt wurde, ein kleines Wachsen der Geschwindigkeiten zu konstatieren. — Eine große Anzahl von Gletschern maß im Auftrag der Sektion Breslau des deutschen und österreichischen Alpenvereins Dr. Meidner nach. Hiernach war der Niederjoch- (bis 30,8 m in einem Jahr), der Diem- (bis 25 m) und auch der Gaisbergferner (bis 25,7 m) zurückgegangen. Im Rückgang sind auch Taufkar-, Rofenkar-, Spiegel- und Gurglerferner (bis 37 m), während der Mitterkar-, der Langtaler- und der Rotmoosferner sich als ziemlich stationär erwiesen, desgleichen der Marzellferner, der an der einen Marke 13 m zurück, an der andern aber 28 m vorging.

4. Stubaier Gruppe. Nach den Beobachtungen von Professor Döhlemann war der Alpeinerferner von 1905—1906 deutlich zurückgegangen.

5. Zillertaler Alpen. Das Furtschagelkees ging nach Dr. Götzinger (Wien) 1899—1906 um 30—50 m zurück, während der Betrag des Rückganges beim Floitenkees 1899—1906 bloß 16—18 m beträgt. Das bisher noch nicht markierte Stampflkees wurde von Götzinger 1906 mit zwei Marken versehen. Auch am Schlegeiskees fand eine Neumarkierung statt, da die Fritzschen Marken nicht gefunden wurden.

6. Venedigergruppe. Nach Götzingers Messungen ist das Krimmlerkees seit 1905 an der Hauptzunge um zirka 4 m, an dem

höheren Gletscherlappen rechts von der Hauptzunge um höchstens 20 m zurückgegangen; das 1904 von Rudel vermessene und 1906 von Götzingen besuchte Obersulzbachkees wies 1904—1906 einen Rückgang im Mittel von 20 m auf.

7. Glocknergruppe. Das Karlingerkees ging nach G. Götzingers (Wien) Beobachtungen in der Zeit von 1901—1906 um 15—30 m zurück; die Zunge des Glockerinkeeses ist seit 10 Jahren um gut 40 m eingesunken. H. Angerer setzte seine wertvollen Beobachtungen an der Pasterze fort; der Gletscher ging im Mittel von 1905 auf 1906 um 7,7 m zurück. Das Einsinken der Oberfläche in der Linie Hofmannshütte—Seelandfels, wo die Geschwindigkeitsmessungen erfolgen, dauert fort. Die Gehängegletscher der Nachbarschaft schmelzen fortwährend weiter ab und im Firnfeld der Pasterze apert einzelne Stellen aus.

8. Ankogelgruppe. Nach H. Angerer ist das Hochalmkees im Rückgang (seit 1904 im Mittel um 8,6 m); dagegen stößt das Großelendkees vor, und zwar seit 1904 im Mittel um 1,8 m.

9. Ortlergruppe. Prof. S. Finsterwalder vermaß den Suldenferner neu. Durch Vergleich der älteren Aufnahmen mit dem gegenwärtigen Zustande und die Nachmessung der Marken ergab sich, daß das Gletscherende, nachdem es über 10 Jahre langsam vorgerückt und 1904 stationär geworden war, nunmehr zurückgeht (7 m auf der rechten Seite 1905—06).

10. Südtiroler Hochland. Die Vedretta della Marmolata zeigte nach F. C. Schulz gegenüber 1905 einen Rückgang im Mittel um 5,0 m, der Cristallogletscher einen solchen um 4,5 m.

Bibliographie.

- Angerer, Hans, Gletscherbeobachtungen im Ankogelgebiete und an der Pasterze im Sommer 1906. Carinthia 96 II (1906) S. 179.
- Blümcke, A., Über die Geschwindigkeit am Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1904—05. Z. f. Gl. I (1906/07). S. 312.
- Blümcke, A. und H. Hess, Untersuchungen am Hintereisferner 1906. Z. f. Gl. II (1907/08). S. 66.
- Finsterwalder, S., Die Konferenz ostalpiner Gletscherforscher in Sulden vom 9.—13. August 1906. Z. f. Gl. I (1906/07). S. 293.
- Finsterwalder, S., Die Neuvermessung des Suldenferners im August 1906. Z. f. Gl. I (1906/07). S. 302.
- Götzingen, G., Nachmessungen an den Gletschern der Goldberggruppe in den Hohen Tauern im Jahre 1905. Z. f. Gl. I (1905/07). S. 305.
- Götzingen, G., Revision einiger Gletschermarken in der Ortlergruppe 1905. Z. f. Gl. II (1907/08). S. 63.

- Hess, H., Über den Schuttlinhalt der Innenmoränen einiger Öztaler Gletscher. Z. f. Gl. I (1906/07). S. 287.
- Hess, H., Jährlicher Abtrag durch Erosion am Hintereisferner. Eine Berichtigung. Z. f. Gl. I (1906/07). S. 355.
- Hess, H. und A. Blümcke, Untersuchungen am Hintereisferner 1906. Z. f. Gl. II (1907/08). S. 66.
- Lagally, M., Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai (Tirol). Z. f. Gl. I (1906/07). S. 226, 314.
- Reishauer, A., Revision der Gletschermarken im Venedigergebiete (Sommer 1904). Z. f. Gl. II (1907/08). S. 142.
- Schwab, P. Franz, Über die Schneeeverhältnisse im Gebiete von Stoder. Nach den Beobachtungen des Oberlehrers J. Angerhofer. Linz, Verlag des Vereins f. Naturkunde, 1907, 71 S. 8°.

III. Alpes italiennes.

(M. le professeur Olinto Marinelli, à Florence.)

Le ricerche sopra ghiacciai italiani eseguite durante l'annata 1906 sono tutte dovute alla iniziativa privata, essendo state condotte a termine senza organizzazione o concorso alcuno da parte di Società Scientifiche o di Pubblici Istituti. Esse mirarono quasi esclusivamente alla ricognizione topografica di ciascun ghiacciaio ed a raccogliere elementi per lo studio delle loro variazioni.

1. Nelle Alpi piemontesi furono considerati due gruppi di ghiacciai, uno della Valtournanche e l'altro della Val Formazza.

Nel primo il dott. G. Dainelli esaminò durante l'agosto 1906 il ghiacciaio del Grand Tournalin, un piccolo ghiacciaio a nord del precedente non segnato sulla carta topografica, i ghiacciai della Roisetta e della Sometta (tutti sulla cresta fra la Valtournanche e la Val d'Ayas) ed i ghiacciai del Teodulo, della Furca, del Cervino e del Leone (tra il gruppo del Monte Rosa ed il Cervino). Nessuno presentò condizioni opportune per segnalazioni. Il Dainelli si limitò quindi ad osservarne le condizioni topografiche e geologiche ed a raccogliere notizie sulle loro variazioni. Da queste risulta che tutti negli ultimi decenni sono in ritiro. Il dott. Carlo Albera pose poi alcuni segnali nel ghiacciaio di Chateaux des Dames (nel gruppo omonimo fra la Valtournanche e la Valpellina).

I ghiacciai della Val Formazza (alta valle della Toce, Lepontine) furono oggetto di qualche ricerca da parte di G. Dainelli ed O. Marinelli che, nel luglio 1906, fecero alcune determinazioni altimetriche e posero i primi segni al ghiacciaio della Sabbia (o di Hochsand), il quale per i caratteri della sua fronte si può giudicare in ritiro. Il dott. Franco Bianchi nell'agosto e settembre dello

stesso anno studiò poi il ghiacciaio di Basodino e rilevò la lingua che scende nel versante italiano di quello del Gries e la fronte del ghiacciaio di Rothenthal e fece pure qualche osservazione in quello di Clog-Stafel, tutti nella stessa vallata. Il Bianchi, in base a notizie raccolte e ad indizi sicuri, ritiene che tutti i ghiacciai da lui esaminati siano in ritiro.

2. Per le Alpi Lombarde furono fatte osservazioni nelle Alpi Bergamasche e nel gruppo Cevedale-Orteles. Nelle prime il prof. Leonardo Ricci pose segnali in minio alla fronte dei cinque ghiacciai che irradiano dal Redorta (3037) e dal Pizzo Parola (Vedretta del Lupo, e due vedrette del Parola sul versante Valtellinese, due vedrette del Redorta nel versante del Serio) e ai due ghiacciai a nord del Pizzo di Coca (Vedretta delle Fascere e Vedretta senza nome, nel versante valtellinese). Lo stesso prof. Ricci constatò un leggero ritiro nella Vedretta a sud-est del Coca, nella Vedretta del Trobio (la massima delle Alpi Bergamasche che il prof. Ricci osserva fino dal 1901) e nella Vedretta del Costone, tutte le tre nel bacino del Serio.

Nel gruppo del Cevedale (Orteles) e precisamente nella Valfurva (Valtellina) vennero fatte ricerche dal prof. Ernesto Mariani il quale constatò che il ghiacciaio del Forno nel 1905—1906 ha ripreso a ritirarsi lentamente. Il ghiacciaio stesso, secondo il Mariani, si sarebbe ritirato rapidamente dal 1864 al 1895; la diminuzione sarebbe poi rallentata dal 1896 al 1898 ed arrestata negli anni successivi (vedi bibliografia); egli crede pure di aver osservato nell'ultimo decennio una notevole diminuzione nelle vedrette del versante sinistro della valle Frodolfo (Carena, S. Giacomo e Tresero).

3. Fra i ghiacciai delle Alpi Venete furono visitati nel settembre 1906 da A. R. Toniolo ed O. Marinelli quelli dei gruppi del Sass Long (ghiacciai di Grohmann, del Sass Long o Langkofel e del Sass Platt o Plattkofel), di Sella (ghiacciaio di Sella) e della Marmolada (ghiacciai del Vernal, di Vernel e della Marmolada), da G. Feruglio ed O. Marinelli quello del Triglav (Tricorno, Terglou). Nella maggior parte furono posti segnali per la prima volta. Solo nei ghiacciai della Marmolada, dal confronto con segni e fotografie fatte da O. Marinelli nel 1902, risultò un ritiro delle fronti di pochi metri (vedi bibliografia).

Si può quindi affermare che tutti i ghiacciai italiani osservati nel 1906 erano in ritiro.

Nella bibliografia che segue sono considerati (I) anche alcuni scritti relativi ad osservazioni degli anni 1904 e 1905, i quali non

erano stati ricordati nei precedenti rapporti, ovvero furono pubblicati posteriormente.

Bibliografia

I. Relativa agli anni 1904 e 1905 e non considerata nei rapporti precedenti:

- MARIANI E., *Osservazioni su recenti oscillazioni di ghiacciai nel gruppo Ortler Cevedale*, »Rend. Ist. Lomb. d. Sc. Lett. ed Arti«, 1905, n. 2, pag. 133—140.
 MARSON L., *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella, alto bacino del Sarca-Mincio*, »Boll. Soc. Geogr. It.« 1906, Fasc. VI, pag. 546—568.
 TONIOLO, A. R., *Riscontri sui recenti oscillazioni dei ghiacciai dei gruppi Sorapiss e Cristallo nelle Alpi Cadorine*, »Riv. Geogr. It.« 1906, fasc. VIII p. 453—467.
 DAINELLI, G., *Alcune notizie sopra i ghiacciai delle valli di Gressoney e di Ayas (Gruppo del M. Rosa)*, »Zeitschr. f. Gletscherkunde«, I, 1906, p. 214—286.

II. Relativa al 1906.

- MARIANI, E., *Nuovi appunti sulle oscillazioni di alcuni ghiacciai della Valfurva (Valtellina)*, »Rend. Ist. Lomb. di Sc. Lett. ed Arti«, 1908, p. 965—969.
 MARINELLI, O., *Osservazioni sopra i ghiacciai dei gruppi del Sass Long e di Sella*, »Arch. per l'Alto Adige«, 1906, n. 3—4, pag. 220—229.
 TONIOLO, A. R., *Osservazioni e riscontri sui ghiacciai della Marmolada*, »Riv. d. Fis., Mat. e Sc. Nat.«, VIII, 1907, pag. 204—216.

B. Alpes françaises et Pyrénées

(M. Charles Rabot, à Paris).

En 1906 comme en 1905, grâce à la haute bienveillance du Ministre de l'Agriculture, l'étude méthodique des glaciers tant dans les Alpes que dans les Pyrénées a été poursuivie par les soins de la Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. Sur l'initiative éclairée de son directeur M. Dabat, le service des observations glaciaires constitue maintenant une annexe du Service d'études des grandes forces hydrauliques des Alpes, sous le contrôle technique du Comité d'Etudes scientifiques du ministère de l'Agriculture.

D'autre part, au moyen d'une subvention fournie par le prince Roland Bonaparte, la Société de Géographie de Paris a confié à MM. les professeurs Jean Brunhes et Paul Girardin, de l'université de Fribourg (Suisse) une mission de géographie glaciaire dans la Savoie méridionale.

I. Savoie

M. Paul Mougin, inspecteur des Forêts, chef du Service du Reboisement de la 5^e conservation, a poursuivi ses observations systématiques sur les glaciers du Mont Blanc et de la Maurienne avec le soin et la conscience scientifique qui le caractérisent. Cette année il a entrepris en outre de fructueuses recherches concernant l'historique des variations glaciaires.

Utilisant des observations anciennes de feu Venance Payot, de Chamonix, M. Mougin a calculé la valeur numérique des crues et décrues du glacier des Bossons pendant la période 1818—1904, et représenté ces variations sur une carte au 2000°. De 1818 à juin 1904 la perte totale des Bossons a été de 600 m. —

En second lieu, des recherches dans les archives ont fourni à notre confrère les dates des maxima du glacier de Lépenaz (Tarentaise) durant la première moitié du XIX^e siècle; découverte d'autant plus importante que jusqu'ici les renseignements précis sur la grande crue glaciaire de cette période dans la Savoie méridionale font complètement défaut. En 1818 cet appareil engendra une formidable débâcle; en 1820, 1826 et 1837, pareil accident se serait reproduit si des travaux de préservation n'avaient pas été exécutés. Le glacier de Lépenaz descend du versant méridional de la Grande-Casse, perpendiculairement au vallon de la Glière. Sa situation est par rapport à cette vallée la même que celle du Vernagtferner par rapport au Rofental. Les dates des débâcles qu'il engendre indiquent donc celles de ses maxima; on apprend ainsi que de 1818 à 1837 le Lépenaz est resté en état de maximum.

Les opérations sur le terrain conduites par M. Mougin comprennent l'exécution de cartes de grande échelle et la mesure des variations annuelles sur un certain nombre d'appareils. Ont été levées au 5000° avec courbes de niveau les extrémités inférieures des glaciers de Bionnassay, des Bossons et de l'Argentière, dans le massif du Mont Blanc et des glaciers des Sources de l'Arc (Maurienne) et de Lépenaz avec la vallée sous-jacente de la Glière. Pour tous ces appareils les observations annuelles de régime comportent le lever de la langue terminale, le calcul de la vitesse annuelle de deux lignes de pierres placées en 1904 et qui cheminent sur le dos des glaciers¹⁾, enfin un nivellement sur deux profils en travers. Pour les glaciers du Mulinet, du Grand-Méan et d'Arnès (crête-frontière entre Maurienne et Italie) on se contente de lever chaque année les contours des fronts.

Le régime dominant est encore la décroissance; toutefois les symptômes de crue que manifestait en 1905 le glacier des Bossons ont persisté en 1906 et se sont même accentués. Comme cet appareil est le plus sensible des Alpes occidentales, il y a là un indice qui ne doit pas échapper. On doit tenir compte toutefois de ce que les

1) Les observations ne fournissent par suite que des indications approximatives sur les changements de vitesse des glaciers sur les mêmes profils.

constatations de 1906 ont été faites à la fin de juin, c'est à dire avant la période de chaleurs excessives qui ont marqué l'été 1906.

En Maurienne, au contraire, les observations, ayant été exécutées au début de septembre, accusent une régression beaucoup plus forte, qu'en 1905. Dans la Vanoise MM. J. Brunhes et P. Girardin signalent un enneigement régressif très accusé. Dans ce massif à la fin d'août, la limite topographique des neiges était remontée au dessus de 3000 m.

Dans la Savoie, la grande variation négative en cours a amené la disparition d'un certain nombre de petits glaciers localisés entre 2700 m. et 3100 m.

M. P. Mougin signale la fusion complète de six de ces appareils.

Observations de Variations. Massif du Mont Blanc.

1^o *Glacier de Bionnassay.* Du 22 juin 1905 au 28 juin 1906, recul de 22 m. dans la partie est du front, de 10 m. dans la partie centrale, et progrès de 7 m. dans la partie ouest abritée du soleil.

Sur le profil rouge (400 m. en amont du front), gonflement de 3 m., dans la partie est, affaissement égal dans la partie ouest; la résultante est un léger affaissement.

Sur le profil bleu (880 m. en amont du front) les gonflements et affaissements se compensent. Le gonflement qui s'est manifesté dans la partie orientale a atteint 1.75 m. sur une étendue de 270 m.

Sur la ligne de pierres rouges la vitesse annuelle maxima d'écoulement a diminué par rapport à 1904—1905 (1904—1905: 27.1 m.; 1905—1906: 24.8 m.); sur la ligne de pierres bleues, elle a, au contraire, augmenté (1904—1905: 34 m.; 1905—1906: 39.35 m.).

2^o *Glacier des Bossons.* Du 8 juin 1905 au 3 juin 1906, recul maximum: 18 m. dans la partie centrale du front et progression de 16 m. dans la partie nord. La partie sud couverte de débris morainiques manifeste également des tendances à la crue.

Sur le profil rouge (à 160 m. en amont du front) renflement dans la partie sud et affaissement dans la partie nord. L'importance de l'affaissement est presque double de celle du renflement.

Sur le profil bleu (à 370 m. en amont du front), gonflement général et très sensible; il atteint 14.5 m., près de la moraine de gauche, par rapport à 1905.

Sur la ligne de pierres rouges la vitesse d'écoulement a diminué (maximum en 1905—1906: 34.50 m. au lieu de 44.4 m. en 1904—1905). Cette vitesse maxima a été observée près du tiers de la largeur du

glacier à partir de la moraine de gauche, c'est à dire, dans la veine noire en crue.

De la ligne de pierres bleues cinq seulement ont été retrouvées. La plus méridionale, située vers le centre de la ligne a accusé une vitesse annuelle de 47.50 m. En 1904—1905 vitesse maxima annuelle: 61.1 m.

3^o *Glacier de l'Argentière.* Du 15 juin 1905 au 7 juin 1906 recul de 33 m. à l'extrémité de la langue terminale; la partie droite du front, exposée en plein sud, a également fortement diminué sur une longueur de 140 m. — Sur la ligne bleue (à 607 m. en amont du front), gonflement le long de la rive nord; légère diminution au centre et sur la rive gauche; la résultante est un renflement quatre fois et demi plus important que l'affaissement.

Sur la ligne rouge (à 1484 m. en amont du front) gonflement sur une largeur de 70 m.; sur le reste du profil affaissement considérable atteignant 10 m.

Les pierres n'ayant pas été retrouvées, il n'a pu être procédé à la mesure de la vitesse d'écoulement.

Maurienne.

1^o *Glacier des Sources de l'Arc.* Du 15 août 1905 au 31 août 1906 recul de 15 m. à la bouche de sortie du torrent et de 4 à 8 m. dans la partie droite du front.

Sur le profil bleu (à 158 m. en amont du front) affaissement général atteignant 9,5 m. près de la rive droite (exposée au soleil).

Sur le profil rouge (à 630 m. en amont du front) affaissement presque général, mais moins accentué que sur la ligne rouge; le maximum (6.00 m.) a été observé près de la rive droite.

Ainsi en 1905—1906 sur les deux profils les affaissements ont atteint des maxima neuf et quatre fois et demie plus forts que l'année précédente.

La vitesse annuelle d'écoulement de la ligne de pierres inférieure (bleue) a presque doublé, bien qu'elle se trouvait plus en aval qu'en 1905. Maximum (au centre) 22.30 m.; contre 12.30 m. en 1904—1905. Un accroissement de vitesse a également été constaté sur la ligne supérieure (ligne rouge): 25.30 m. au lieu de 17.9 m. en 1904—1905.

2^o *Glacier du Mulinet.* 2 sept. 1906. Cet appareil se termine par deux lobes suspendus séparés par une incision très accusée. Le lobe droit, en proie à une fusion très intense, s'est décollé, découvrant le roc à nu, en même temps l'incision s'est propagée sur une longueur

de 40 m. vers l'amont, et le lobe gauche ou méridional s'est accidenté d'une série de dents de scie. Quoique l'une de ces saillies accuse un progrès de 56 m. sur le front de 1905, l'ensemble est en recul.

3^o *Glacier du Grand Méan*. Du 21 août 1905 au 1^{er} septembre 1906. Le front, à peu près rectiligne en 1904, s'est transformé en trois lobes. Celui de droite accuse un retrait de 7 m., celui du centre de 14.20 m., celui de gauche de 1.7 m. à 2 m. Singulièrement plus marqué a été le recul dans les sinus: 53 m. dans celui de l'est, 57.5 m. dans celui de l'ouest.

4^o *Glacier d'Arnès*. Du 23 août 1905 au 3 septembre 1906, recul sur toute la périphérie du front; il a atteint 34 m. dans la partie gauche.

5^o *Glacier du Baounet*. Du 29 août 1904 au 3 septembre 1906. Recul de 54 m. environ.

Tarentaise

(Observations des professeurs Jean Brunhes et P. Girardin.)

1^o *Glacier des Grands Couloirs*. Recul: rive gauche, 5 m.; centre 13 m.; rive droite, 34 m. —

2^o *Glacier de la Grande Casse*. Recul: 15 m. devant la langue terminale.

3^o *Glacier du col de la Leisse* (Versant ouest de la Grande Motte.) De 1857 à 1906 recul de 1120 m. environ.

II. Dauphiné.

Les opérations ont été accomplies par MM. G. Flusin, Charles Jacob et J. Offner, de l'université de Grenoble, et par Mr. David Martin, conservateur du musée départemental de Gap.

Travaux cartographiques. Mr. Charles Jacob a achevé la carte au 10000^e du massif des Grandes Rousses, et Mr. G. Flusin a entamé le lever, à la même échelle, d'une partie du glacier du Mont de Lans et sur cet appareil mis à l'étude la direction des lignes de courant (*Stromlinien*), la vitesse superficielle et la valeur de l'ablation. Une échelle nivométrique a été installée au col de Puy-Salié. Le lever de cette portion du Mont de Lans sera terminé pendant l'été 1907.

Observations sur les variations.

1^o *Grandes Rousses* (Mr. Charles Jacob). Tous les glaciers de ce massif sont en recul très accentué. La diminution de la glaciation se traduit par l'émergence de pointements rocheux et par un relèvement

considérable de la ligne locale des neiges; en 1906 elle passait au-dessus de 3470 m., l'altitude des plus hauts sommets du massif.

De 1905 à 1906 le glacier des Quirliès (versant est du massif) a reculé de 2 m. et celui de Sarennes (versant sud) de 20 m.

2° *Glacier du Mont de Lans* (Mr. G. Flusin). Cet appareil traverse une phase de décrue très marquée. C'est à pas moins de 40 m. que l'on peut évaluer l'épaisseur de la tranche de glace disparue en dix ans au col de la Lauze et à 0.10 m. la valeur de l'ablation journalière du glacier, à l'altitude de 3200 m. pendant la seconde quinzaine d'août 1906.

3° *Val Gaudemar et Val Champoléon* (Mr. David Martin). Il y aurait grande imprudence à tirer des conclusions concernant la marche de l'enneigement, de simples observations faites en passant, lorsque l'on ne possède pas au préalable une connaissance complète du climat local. Mr. David Martin le montre par un fait topique. Ainsi durant l'été 1906, alors que la fusion des glaciers et des névés a été très intense aux Grandes Rousses, au Mont de Lans et dans le Val Gaudemar même, à l'entrée de cette dernière vallée s'est produit un enneigement progressif. Des cônes d'avalanches habituellement fondus en mai n'avaient pas encore disparu dans la dernière moitié de juillet; l'un d'eux a même persisté jusqu'aux premières neiges d'automne. Cette circonstance est due à ce que ces montagnes, bordant le couloir par lequel le mistral (vent du nord) arrive dans le Val Gaudemar, avaient reçu pendant l'hiver précédent très neigeux une quantité de neige, de beaucoup supérieure à celle qui avait recouvert les cimes voisines. D'autre part, dans le Val Gaudemar par suite du rayonnement très intense, les nuits de l'été dernier ont presque toujours été fraîches, voire même froides.

Parcourant en tous sens le Val Gaudemar et le Val Champoléon depuis 1850, Mr. David Martin a noté une foule de faits très intéressants et recueilli, de la bouche des vieillards, il y a un demi-siècle, de nombreux témoignages très précieux pour l'histoire des variations glaciaires que nous résumons ci-après.

1° *Glacier d'Olan* (Val Gaudemar). Pendant l'été de 1855 ou de 1857 apparut sur ce glacier un pointement rocheux qui, d'après les vieillards, avait toujours été recouvert depuis 1770. Par la suite cet affleurement s'est étendu et a fini par diviser l'appareil en trois morceaux dont seul le plus élevé persiste aujourd'hui; les deux autres sont devenus de simples névés.

2° *Glacier de la Pierre* (Val Champoléon) (versant O. du Sirac). De 1888 à 1896 recul considérable.

3° *Glacier de Sirac* (versant O. du Sirac) (Val Champoléon) La régression a eu pour effet de transformer ce glacier qui, en 1871, était un appareil remanié en une simple plaque collée sur une barre rocheuse. Par suite du recul, la partie supérieure s'étant éloignée du bord de l'escarpement sur lequel elle se disloquait, il ne s'est plus produit d'éboulements et la partie inférieure a fondu.

4° *Glacier de Malcros* (Chaillol) (Observations de Mr. Callo't). Depuis 1887 l'émergence d'arêtes rocheuses à la suite de la diminution d'épaisseur du glacier a entraîné la fragmentation de cet appareil en deux nappes.

Dans le Val Gaudemar et le Val Champoléon, comme en Savoie, la décrue glaciaire a entraîné, non seulement une diminution et un morcellement de la glaciation, mais encore la disparition de plusieurs petits glaciers et de nombreux névés.

Mr. David Martin signale la fusion de deux glaciers et de onze névés qui existaient en 1870 sur la chaîne entre Val Jouffrey et Val Gaudemar, et de quatorze sur les massifs du Grand- et du Petit-Chaillol.

Cette déglaciation a entraîné une diminution très sensible du débit des cours d'eau et une modification complète de leur régime. Pendant l'été 1906 le débit de la Séveraisse (torrent principal du Val Gaudemar) n'a pas dépassé 5 m.³, alors qu'autrefois il atteignait 20 m.³ secondes. Ses eaux, jadis laiteuses, sont depuis seize ans devenues claires presque toute l'année et son lit s'est tapissé d'algues. Enfin, au lieu de divaguer au milieu de plages de cailloux comme précédemment, la Séveraisse coule maintenant dans un lit unique bordé de fourrés qui se sont développés sur ces délaissés.

III. Pyrénées.

Les études glaciaires dans cette chaîne ont été poursuivies par MM. D. Eydoux, L. Maury, L. Gaurier et Belloc.

Mr. D. Eydoux et L. Maury ont publié une carte au 5000° des glaciers orientaux du Pic Long (bassin de la Neste) et des esquisses au 20000° donnant la position et les dimensions précises des glaciers du Néouvielle, du Pic Long, des Gours Blancs. Ces levers présentent un intérêt d'autant plus grand qu'il n'existe aucune représentation précise des glaciers pyrénéens. D'après MM. Eydoux et L. Maury, dans les massifs de Néouvielle, du Pic Long et des Gours Blancs, soit entre le Gave de Pau et la Neste, les glaciers occupent seulement une surface

de 137,5 ha, soit une superficie moitié moindre de celle qui leur était attribuée d'après les cartes existantes.

D'autre part, Mr. L. Gaurier évalue à 47 ha l'étendue des glaciers du cirque de Gavarnie, non compris celui de la Cascade qui est une toute petite plaque de glace. La superficie de ces appareils était antérieurement fixée à 150 ha. — Il est donc vraisemblable que l'étendue occupée par la glaciation dans les Pyrénées a été singulièrement exagérée et qu'elle est loin de couvrir les 4000 ha. qui lui ont été attribués. —

Enneigement. Pendant l'hiver 1905—1906 les précipitations neigeuses ont été très abondantes; malgré la haute température et la sécheresse prolongée de l'été suivant, elles ont abouti à un enneigement progressif. Les deux glaciers de l'Est ou du pic de Ramougn et de la Brèche de Chausenque (Massif de Néouvielle) ont, d'après Mr. Belloc, manifesté un gonflement sensible dans leurs parties supérieures. Le glacier d'Ossoue (massif du Vignemale) a également éprouvé un léger boursoufflement. Le 28 septembre le seuil de la grotte Russell qui sert d'échelle nivométrique se trouvait à 3.75 m. au dessus du glacier, au lieu de 4 m. le 12 août 1905 (observations de Mr. L. Gaurier).

Cet enneigement progressif s'est traduit par un stationnement des fronts des glaciers d'Ossoue, des Oulettes et du Petit Vignemale (massif du Vignemale) (observations de Mr. L. Gaurier).

Mr. L. Gaurier a retrouvé devant le glacier du Taillon (cirque de Gavarnie), à une distance de 160 m. de son front deux repères placés en 1893 par le prince Roland Bonaparte. Le recul moyen annuel durant ces treize dernières années aurait donc été de 12 m. environ.

Le glacier de Pays-Baché, le plus grand des appareils orientaux du Pic Long (22 ha) a reculé de 210 m. de 1856 à 1906, dont 25 m. de 1856 à 1869, de 95 m. de 1869 à 1883 et de 90 m. de 1883 à 1906; ce qui ferait un recul moyen annuel de 1.90 m. pendant la première période, de 6.80 m. pendant la seconde et de 3.90 m. pendant la troisième.

Dans les Pyrénées également la régression se manifeste par le fractionnement des appareils, par l'émergence de pointements rocheux, et, lorsqu'il n'y a point recul, par un affaissement très marqué de la nappe. Dans la région entre Gave de Pau et Neste la tendance à la disparition est générale, d'après MM. D. Eydoux et L. Maury. A l'ouest de ces massifs M. L. Gaurier signale la fusion complète du glacier ouest du Pic d'Enfer survenue depuis 1867.

Bibliographie.

- P. MOUGIN, *La débâcle de Champagne*. Revue Alpine (Lyon) XII^e année, No. 9, 1^{er} sept. 1906, pp. 245—251.
- D. EYDOUX et L. MAURY, *Note sur les levés exécutés dans les Pyrénées centrales de 1899 à 1905*. La Montagne (Paris). No. du 20 sept. 1906, pp. 411—420 (avec esquisses au 20 000^e des glaciers de Néoubielhe, du Pic Long et des Gours Blancs. Mission du ministère de l'Agriculture. Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. — D. EYDOUX et L. MAURY, *Les glaciers orientaux du Pic Long (Pyrénées centrales)*, La Géographie (Paris) XVI, 1, 15 juillet 1907, pp. 1—18 (avec une carte en couleurs, hors texte, au 5000^e).
- EMILE BELLOC, *Fluctuations glaciaires observées dans quelques massifs des Pyrénées centrales avec des notes explicatives sur l'origine des noms de lieu de cette région*. Comptes rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences. Congrès de Cherbourg. 1905. Paris. 15 pp.

C. Suède.

(M. Frédr. Svenonius, à Stockholm.)

Leider fanden im Jahre 1906 gar keine Untersuchungen in unserer Gletscherwelt statt. Zwar haben meine energischen Bemühungen, solche zu unserem Geologen-Kongreß (1910) ins Leben zu rufen, unerwarteten Widerstand gefunden; doch habe ich begründete Hoffnung, daß solche Arbeiten 1908 wieder aufgenommen werden. Im Sommer 1907 sind auf meine Veranlassung einige Gletscherenden durch junge Touristen markiert worden.

D. Norvège.

(M. P. A. Øyen, à Christiania.)

1905—1906.

Bondhusbræ (Folgeføn) W. + 15 m. E. + 29 m.

Fostedalsbræ.

Mjölkevoldsbræ + 33.2 m
 Briksdalsbræ N. + 18 m. S. + 27 m.
 Aabrækkebræ + 15.8 m

Fotunheimen.

Ringsbræ	—	2.5 m
Midtmaradalsbræ	+	3.8 „
Skagastölsbræ	—	4 „
Styggedalsbræ	—	12.5 „
Gjertvasbræ	—	1.1 „

Maradalsbræ	—	
Sandelvbræ	—	12.3 m
Storbræ	—	22.5 „
Vetlebræ	+	0.2 „
S. Illaabræ	+	1.9 „
Heimre Illaabræ	—	1.0 „
Storjuvbræ	—	2 „
Styggebræ	+	3 „
Sveljenaasbræ	+	12.8 „
Tveraabræ	+	0.2 „
Heilstugubræ	—	9 „
Glitterbræ	+	1 „

E. Russie.

(Mr. J. de Schokalsky à Saint-Petersbourg.)

Les travaux de la Commission des glaciers de la Société Impériale Russe de Géographie, annoncés dans le rapport de l'année précédente sont en cours d'exécution, mais leur publication ne pourra se faire avant la fin de l'année 1907.

Les données que nous avons pu recueillir pour 1906 se rapportent : à la Boukhara, au Thiane-Chane et à l'Altai.

I. Boukhara.

En Août 1906, passant de Darvaz dans la Fergana à travers la chaîne de Pierre le Grand, Mr. Edelstein a visité de nouveau les glaciers de *Tovarbek* et de *Boour-almaz* près des langues terminales desquels ont été établis des repères en 1904.

Grâce à eux on a pu constater d'une manière précise les mouvements de ces glaciers durant une année (9/22 Août 1905 — 4/17 Août 1906).

La position de la langue terminale du glacier de *Tovarbek* est presque sans changement par rapport au repère, mais son aspect général prouve un changement qui se traduit par un affaissement. Immédiatement derrière la partie frontale du glacier s'est formé un grand trou qui pénètre jusqu'au sol de la vallée et au fond duquel on voit à présent le torrent. La grotte frontale du glacier a l'aspect d'une arche au dessous de laquelle coule le ruisseau; si la fonte va en progressant la grotte sera complètement détruite et l'extrémité du glacier sera marquée par une autre grotte qui s'est déjà formée, à peu près 150 m. plus haut. Cette nouvelle grotte rappelle beaucoup sa devancière. En résumé quoique la langue terminale du *Tovarbek*

ne se soit pas déplacée par rapport au repère, la masse de glace s'est tout de même beaucoup amoindrie et si le dégel continue avec la même énergie le glacier reculera de 100—150 m. dans les années qui vont suivre.

Le glacier de *Boour-almaz* a été trouvé dans un état témoignant encore plus clairement de son recul. L'année passée on remarquait seulement un certain affaissement de la langue terminale sur une longueur d'un quart de kilomètre; à présent cette partie du glacier a complètement fondu. De la grotte, il ne reste que des vestiges, deux grands morceaux de glace ensevelis partiellement par la moraine.

Ainsi, d'après les observations de 1905¹⁾ le glacier de *Piriakh* (versant Sud de la chaîne) est en crue très marquée, tandis que les glaciers de *Tovarbek* et *Boour-almaz*, situés sur le versant nord, sont en décrue.

II. Le Thiane-Chane.

Chaîne de Turkestan. Mr. L. Berg a visité en juillet 1906 les glaciers de la partie supérieure de la rivière Isphara (bassin de Sir-Daria), dont les sources sont situées sur le versant nord de la chaîne de Turkestan. Voici le résumé de ses observations:

Glacier de *Kara-sou*. Altitude de sa langue terminale: 3120 m.; à 50 m. et à 10 m. plus bas on voit une vieille moraine frontale. Le glacier se compose de deux parties, une ayant la direction de SW et l'autre de NW.

L'affluent NW a une pente très raide (ca 60°), il est très étroit, sa longueur est de 1 km. Celui de SW avec une pente très douce a une longueur de plusieurs kilomètres. D'après les dires des Kirgizes ce glacier reste stationnaire.

Glacier d'*Ak-sou*. Altitude de la langue terminale, 3100 m.; son bassin d'alimentation est situé dans les régions dépassant 4000 m. La longueur est de quelques kilomètres. Par de moraine frontale, on peut supposer que le glacier est dans la période de crue.

Glacier de *Djaoupai*. Altitude de la langue terminale 3480 m.; il est plus petit que le précédent. Sa vallée est très étroite et presque entièrement envahie par des éboulements qui empêchent de juger de l'emplacement des vieilles moraines et partant des déplacements du glacier. Le torrent glaciaire prend sa source à une altitude de 3530 m.

Glacier de *Tanyguèn*. Ce glacier n'est pas marqué sur les cartes, il vient d'être découvert par Mr. Berg. Altitude de la langue terminale

¹⁾ Voir le „Rapport“ de 1906, p. 15.

3270 m. A 150 m. en avant du glacier se trouve une vieille moraine frontale, son altitude est de 3220 m. L'espace entre cette moraine et le glacier est couvert d'énormes blocs, parfois recouverts de gravier et de pierres. Evidemment le recul est récent, mais on peut douter que ce mouvement continue actuellement. De grandes moraines latérales prouvent que le glacier avait des affluents. La longueur du glacier est de 2 kilomètres, il donne naissance à la rivière du même nom.

Glacier de *Tatuguèn*. Altitude de la langue terminale 3070 m. Les kirgizes ayant leurs campements d'été tout près du glacier, prétendent que le glacier est durant les 3 dernières années en période de crue. A la hauteur de 3060 m. on voit une vieille moraine frontale, à la distance de 100 m. du glacier actuel. Le côté gauche du glacier est dénudé par l'issue gauche du ruisseau *Tatuguèn*; là on voit que l'épaisseur de la glace est d'environ 60 m.; la longueur du glacier est de 2 km.; il donne naissance à la rivière du même nom. Ce glacier n'était pas connu jusqu'ici.

Glacier de *Myn-téké* aussi inconnu jusqu'à présent. La longueur est de 1 km., l'altitude de la langue terminale de 3285 m.; la vieille moraine est à la distance de 100 m. de l'extrémité du glacier actuel. Il donne naissance à la rivière du même nom, affluent de la rivière *Tatuguèn*.

Le glacier de *Chitchourovski* est situé en amont de la rivière *Djiptuk*, affluent de *Keréouchine*; l'altitude de sa langue terminale est de 3340 m. Ce glacier a été visité en 1871 par A. Fedtchenko qui donna un dessin de sa partie terminale. Dès lors sa position ne s'est pas modifiée. Il est stationnaire. La base de l'ancienne moraine est à l'altitude de 3325 m. et à la même distance de la partie terminale du glacier comme au temps de Mr. Fedtchenko. Dans la vallée de *Djiptuk* on voit des traces d'anciens glaciers jusqu'à l'altitude de 3000 m. et en dessous, qui descendaient des versants de la vallée. De la passe *Djiptuk* descendait aussi jadis un glacier; plus à l'Est de cette passe, le long du cours de la rivière *Tchitchikty* on a remarqué des traces de glaciation jusqu'à l'altitude de 2200 m.

Alataou d'Ili. — Mr. Dmitrief a pu visiter les glaciers de *Toujuksouïsk* seulement le 4/17 Octobre 1906 quand la neige recouvrait les alignements. Les thermomètres accusaient une température minimale de -19.7° C., et un maximum de $+15.2^{\circ}$ C. après une année d'exposition. Malheureusement le pluviomètre a été endommagé par la glace qui s'est formée dans son intérieur, on le replacera en 1907.

Les mensurations faites ont démontré que le glacier du milieu continue de rétrograder, sa langue gauche a déchu de 8 m.; de 15,5 m. depuis 1902. Mais dans cette même partie gauche du glacier on constate un gonflement nouveau de la surface, et les séracs à l'extrémité du glacier ont grandi. Tout cela peut annoncer la fin de la période de décrue. Mr. Dmitrief a posé un nouvel alignement de pierres en se servant d'une lunette et de la planchette.

Chaîne d'Alexandrovsk. — Mr. Langvagen a visité en 1906 les glaciers en amont des rivières Kéguéty et Issagaty, inconnus jusqu'à présent.

Les glaciers de *Kéguéty* possèdent un assez grand névé, se dirigeant de S au N. Ce bassin alimente évidemment la plupart des petits glaciers suspendus au versant Ouest, ainsi qu'un glacier suspendu, descendant dans la direction Ouest-Est dont la langue terminale est à 3180 m. à peu près.

Les glaciers d'*Issagaty* se divisent en deux parties; ceux d'*Arassan* en amont de la rivière Arassan-Issagaty et ceux de *Toujuk*; les deux systèmes sont seulement les restes de vastes anciens glaciers.

Les glaciers d'*Arassan* devaient atteindre la longueur de 17—18 km. avec un angle de 19°; dans leur état actuel ils forment trois groupes de glaciers. Celui d'*Issagaty* a une longueur de 3 km.

Les glaciers de *Toujuk* ont été seulement vus de loin, mais non visités par l'explorateur.

Chaîne d'Alataou Zailiïskî. — Mr. Langvagen a constaté un glacier en amont de la rivière Djachil, affluent de droite de la Grande Kébin.

Chaîne de Koungeï. — Mr. Langvagen a constaté des glaciers suspendus sur les versants N de la montagne de Djinda. On peut être sûr qu'il existe encore beaucoup de glaciers dans ces deux dernières chaînes qui n'ont été visitées par personne.

III. L'Altaï.

Mr. le professeur Sapojnikov de Tomsk a visité de nouveau la partie mongolienne de l'Altaï; sur la rivière Tsagan-kol il a trouvé des restes d'anciennes moraines très développées, ce sont les vestiges du développement du glacier de Tsagan-kol découvert par Mr. Sapojnikov en 1905. Ces moraines se trouvent à une altitude absolue de près de 2000 m. Ainsi ce glacier qui n'a que 17 km. de long actuellement a dû avoir 100 km. de longueur.

De même autour des lacs de Kobdo on trouve partout des marques d'une grande glaciation ancienne, tandis que les glaciers actuels en

amont des rivières de Sagystei, Tourgioun et Soumdairyk sont tout à fait insignifiants.

En amont de la rivière Ak-sou on trouve, à une distance de 35 km. du lac supérieur, un glacier de 6 km. de long et à côté quelques-uns plus petits. Mr. Sapojnikov pense que ce glacier rejoint du côté sud le groupe des glaciers de Tsagan-kol.

Près du lac Bériou-Nor, en amont de la rivière se déversant dans le lac, il existe aussi un petit glacier.

A ces données nous pouvons encore ajouter les suivantes se rapportant à l'année 1903, mais qui ont été omises dans le rapport précédent.

Mr. Sédelnikov a visité la chaîne de *Mous-taou* située au SE du lac de Zaisan. On a constaté là l'existence de glaciers, presque tous sur le versant russe c'est à dire — Nord. Les plus grands glaciers qui ont été vus avaient près d'un kilomètre de long; d'après les positions des moraines frontales on peut conclure que ces glaciers sont en décrue. La hauteur des neiges éternelles est ici à la hauteur de 10 500 à 11 000 pieds.¹⁾

F. Amérique du Nord.

I. Etats Unis.

(Prof. Harry Fielding Reid, Baltimore.)

The small glaciers in the Rocky Mountains are retreating although the Hallet glacier has made a slight advance, which probably is due to the heavy snow-fall in its neighborhood during the summer of 1906. Several small glaciers are known in the Bighorn Mountains; one of them, first reported in 1902, seems to have disappeared. The Eliot Glacier, on the northern side of Mount Hood, Washington, is diminishing very rapidly, and will probably soon show a marked recession. White Glacier on the southern side of the mountain has also diminished in thickness but has not yet receded very much. Glacier Peak in Washington bears a number of comparatively clean glaciers which are in a state of slight retreat.

When Professor Tarr visited the region about Yakutat Bay in 1905, he found that the glaciers showed a general tendency to retreat, though the changes were not very great for tide-water glaciers. When he visited the region again in 1906, remarkable changes had taken place. The Marvine Glacier, to the west of Yakutat Bay, supplies the ice for the eastern part of the Malaspina Glacier; though all pre-

¹⁾ Pour plus amples détails voir le Rapport en russe dans les „Izvéstia“ de la Société Impériale Russe de Géographie pour l'année 1907.

vious explorers had found it comparatively smooth and easily traversed, it had become greatly broken and crevassed. The glaciers next to the east, the Hayden and the Lucia, showed no such changes, whereas the Atrevida, next to the Lucia, exhibited changes similar to those of the Marvine. The Seward Glacier, farther west, which is the largest glacier supplying the Malaspina, seemed to be more crevassed than it was when crossed by the Duke of the Abruzzi in 1900, but was not broken and torn like the Atrevida and the Marvine. The part of the Malaspina Glacier which derives its ice from the Marvine, was full of crevasses for a distance of 20 to 25 kilometers. The southern border of the Malaspina Glacier, which was formerly stagnant ice completely covered with moraine and heavy vegetation, has been so broken up that great blocks of ice are falling from the end, the moraine is sliding off, and the trees have been overturned. The Turner Glacier, which enters the western side of Disenchantment Bay, showed no decided changes, whereas the Haenke, a small glacier lying immediately north of the Turner, was advancing into the water; it had joined the end of the Turner Glacier and had thus lengthened the ice front by about one and a half kilometers. The great Hubbard Glacier, which comes in from the north, showed no change, whereas the Orange Glacier, immediately to the southeast, which in 1905 was smooth and easily travelled, was so broken in 1906 that even the lower part could not be traversed; and the region of stagnant ice covered by moraine had been transformed into clear ice, crevassed and pinnacled. That these remarkable changes had taken place between the summers of 1905 and 1906 is clearly shown by the observations and photographs of Professor Tarr; and that the advance, at least at the end of the Malaspina Glacier, was still in progress was shown by the fact that the overturned trees had put forth their leaves in the early summer before being up-rooted. The fact that certain glaciers, presenting, so far as could be observed, no special characteristics, had experienced such changes whereas adjoining ones had not, make it evident that these changes were not due merely to general climatic conditions, but to some special cause. Professor Tarr suggests that this cause was the severe earthquakes which occurred in this region in September 1899 and which brought about marked changes of level, in some places amounting to 12 meters.¹⁾ Professor Tarr thinks that

¹⁾ „Recent Changes of Level in the Yakutat Bay Region, Alaska,“ by Ralph S. Tarr, and Lawrence Martin. Bull. Geol. Soc. of America, 1906, Vol. XVII, pp. 29—64.

these earthquakes shook down enormous quantities of snow and ice from the surrounding mountains and thus added to the reservoirs, or to the upper parts of the dissipators, of some of the glaciers a supply large enough to cause a sudden and great increase in the velocity, resulting in a strong thrust, which produced abundant crevasses. Some glaciers, on account of the forms of the surrounding mountains, may not have received such great additions to their masses; and others, on account of greater length, may require several years before the change is shown in their lower portions. Professor Tarr's explanation seems entirely satisfactory and is supported by the observation of Mr. A. H. Brooks, who in Septembre 1899, was on the eastern side of the St. Elias chain and reports that he heard unusually large avalanches falling from the mountains. Examples are known of glaciers, which have advanced when neighbouring glaciers were retreating, due to the protection of their surfaces by avalanches of snow or by land slides; but the present case seems to be far more remarkable than any heretofore reported and it is greatly to be hoped that observations will be continued and the future changes recorded.¹⁾ At present we only have sketchmaps of these regions, but at some future time, when better maps are made we may be able to show more clearly the causes of the different behavior of the various glaciers.

Messrs. F. E. and C. W. Wright visited Glacier Bay in 1906 and repeated the survey which was made in that region in 1892. They found that all the glaciers had retreated to a very remarkable extent.²⁾

The end of Muir Glacier had retreated a distance of about 10 kilometers and had broadened out very considerably so that the total length of the ice front was about 12 kilometers, instead of 3 kilometers as in 1892. The present end, which stands up between 45 to 75 meters above the water level, occupies about the position of the 300 meter contour line on the ice of 1892, showing that there has not been merely a recession of the ice but also a general lowering of the surface. It seems probably that this active retreat will continue. The Carroll and Rendu Glaciers have each retreated about $1\frac{1}{2}$ kilo-

¹⁾ Professor W. H. Sherzer has described some moraines in the Canadian Rockies, made up entirely of large blocks of rock. He thinks that this material may have been shaken down upon the glaciers by earthquakes. See „Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirk“. Smithsonian Miscel. Collections, 1905, Vol. XLVII, part 4, pp. 494—496.

²⁾ A map of this region accompanies an article on „Glacier Bay and its Glaciers“ in the XVI Annual Report of the United States Geological Survey, 1894—95.

meters. The Grand Pacific Glacier has retreated nearly 6 kilometers and has left, as an island, a mass of rock against which it abutted in 1892. The end is receding into a narrow part of the valley and the recession is apt to become less rapid. Johns Hopkins Glacier has receded over 3 kilometers and is still discharging icebergs at a rapid rate. Reid Glacier has also receded about $1\frac{1}{2}$ kilometers. Hugh Miller and Charpentier Glaciers have retreated about 2 kilometers. The end of the latter is in a broader part of its valley so that we may look for still more rapid retreat in the near future. Geikie Glacier has receded about $1\frac{1}{2}$ kilometers.

These very remarkable changes seem to have been begun in 1899 and were probably started by the earthquakes which produced such remarkable results in Yakutat Bay, but the rapid changes which have continued since then are probably due to the different conditions which some of the glaciers found as their ends receded from narrower to broader portions of their valleys. Many small masses of ice, remnants of a former greater extent of the glaciers, which were receiving no regular supply and were slowly disappearing, have continued to melt and in some cases have entirely disappeared.

Brady Glacier, immediately west of the entrance to Glacier Bay, has receded considerably. The glacier entering the northwestern end of Lituya Bay has advanced nearly a kilometer since 1894. The glacier entering the southeastern end of the bay, and one ending on land at the side of the bay, seem to occupy the same positions as in 1894, although the former may have advanced slightly. The two glaciers at the ends of the bay were reported in 1894 to be about 3 kilometers in advance of their positions of 1786 (IV Report). It is curious that the glaciers of Lituya Bay should be advancing, while those of Glacier Bay, about 50 kilometers to the east, are retreating so markedly.

Bibliography.

- RALPH S. TARR, Glacial Erosion in Alaska. *Popular Science Monthly*, 1907, Vol. LXX, pp. 99—119.
- Second Expedition to Yakutat Bay, Alaska. *Bull. Geog. Soc. of Philadelphia*, January, 1907, pp. 1—14.
 - The Malaspina Glacier, *Bull. Amer. Geog. Soc.* 1907, Vol. XXXIX, pp. 273—285.
- ALFRED A. BROOKS, The Geography and Geology of Alaska. *Professional Paper*, No. 45, United States Geological Survey. Gives maps which show the distribution of glaciers.
- N. H. DARTON, Geology of the Bighorn Mountains. *Professional Paper*, No. 51, United States Geological Survey. Mentions small glaciers in the Bighorn Mountains.

HARRY FIELDING REID, *The Flow of Glaciers and their Stratification. Appalachia*, 1905, Vol. XI, pp. 1—6.

— *The Variations of Glaciers XI, Journ. of Geol.* 1906, Vol. XIV, pp. 402—410.

II. Alberta and British Columbia.

(MM. George, Jr., et William S. Vaux à Philadelphia.)

At the present time the glaciers close to the line of the Canadian Pacific Railway located in the western part of Alberta and the eastern of British Columbia offer very convenient opportunities for study and comparison. The most accessible examples are found on the western slopes of the Selkirk and Rocky Mountain ranges, where they are fed by the immense precipitation from the warm winds blowing eastward from the Pacific Ocean. In common with almost all glaciers throughout the world it is found that these are receding, and while the changes between year and year are not great when the immense area of the glacier is considered, in a decade or century sweeping differences must be noted.

That the general tendency for a great many years has been to recede every glacier in this region points with unmistakable evidence. At no very remote date the Illecillewaet and Asulkan Glaciers met and flowed as one down the valley which is now shared in common by their streams; while the beautiful Lake Louise, more than 225 feet deep at the centre, owes its existence to the dying Victoria Glacier which now extends only to within one and one-half miles of the upper edge and is year by year depositing in the lake masses of glacier mud, ultimately to reduce it to a muskeg marsh. Thus at every turn the life span of glacier, mountain and lake may be read, and the creating and destroying forces seen at work on every hand.

The much greater activity of glaciers located on the western slopes of the mountains as compared with those on the eastern has already been noted, and it may also be observed that the snowfall on the higher ranges is greater than on the lower in corresponding positions, even though the latter may lie farther to the west, and consequently nearer to the origin of the moisture-bearing winds from the Pacific Ocean.

The amount of precipitation of snow on the several mountain slopes and in the passes adjacent to the railway has always been a matter of much interest to those concerned in protecting the roadbed during the winter, and also to students of glacier and alpine phenomena, as by comparisons made over a long series of years interesting data

of cause and effect may be obtained. Upon the completion of the railway records were started, and have been kept with more or less regularity, of the snowfall at three points near the summit of Roger's Pass on the western slope of the Selkirk Range. While of course great variations have taken place and inaccuracies have crept in, the summaries of daily measurements are here given as they have been preserved for three stations, „Cut Bank“, at an elevation of about 4000 feet, Glacier House, 4120 feet, and „No. 18 Shed“, 4300 feet.

Table Showing Yearly Snowfall on West Slope of Selkirk Range.

Year	Cut Bank	Glacier House	No. 18 Shed
1886—1887	No record	No record	42 ft. 0 ins
1887—1888	No record	No record	34 „ 0 „
1888—1889	14 ft. 5 ins	No record	28 „ 0 „
1889—1890	20 „ 9 „	No record	33 „ 3 „
1890—1891	17 „ 6 „	No record	No record
1891—1892	21 „ 9 „	No record	36 ft. 3 ins
1892—1893	23 „ 11 „	No record	38 „ 10 „
1893—1894	23 „ 9 „	45 ft. 4½ ins	No record
1894—1895	16 „ 4 „	28 „ 11 „	No record
1895—1896	27 „ 8 „	No record	No record
1896—1897	10 „ 2 „	34 ft. 11 ins	No record
1897—1898	No record	27 „ 6 „	No record
1898—1899	18 ft. 11 ins	43 „ 2 „	No record
1899—1900	18 „ 10 „	26 „ 9 „	20 ft. 0 ins
1900—1901	17 „ 10 „	32 „ 1 „	34 „ 11 „
1901—1902	19 „ 3 „	28 „ 6½ „	30 „ 1 „
1902—1903	22 „ 11 „	32 „ 0 „	28 „ 9 „
1903—1904	24 „ 1 „	31 „ 11 „	41 „ 4 „
1904—1905	15 „ 1 „	16 „ 7 „	14 „ 8¾ „
1905—1906	14 „ 3 „	22 „ 0¼ „	22 „ 4½ „

Taking into account only the years in which records have been preserved gives the average snowfall at „Cut Bank“, 19 feet 3 inches, Glacier House, 30 feet 10 inches, and „No. 18 Shed“, 33 feet 8 inches, while the average yearly snowfall, taking into account all years observed since the winter of 1886, gives 27 feet 11 inches. On the higher slopes and the névé regions of the glaciers in the vicinity the snowfall is much greater, yet the above may be taken fairly as an average for the elevation of Glacier House, 4120 feet, or a little below the tongue of the Illecillewaet Glacier.

In the following pages no attempt will be made to describe the peculiar phenomena of the several glaciers upon which measurements

have been made, but to briefly outline the observations made during the last two weeks of July, 1906, together with sufficient description of the work which has gone before to provide data for comparisons.

Illecillewaet Glacier (Glacier House, British Columbia).

Being the most accessible of any of this group, the Illecillewaet Glacier has been observed yearly since 1898. Prior to that time, beginning in 1887, the observations have been made with less regularity.¹⁾ The work may be divided under three heads, each of which will be treated separately as follows:

Test Pictures. — These have been made each year, beginning August 17, 1898, from the marked rock „W“. From this point a complete view of the tongue and lower glacier may be had, and of a part of the icefall almost up to the limit of the dry glacier. The same camera and lens being used and exactly the same position selected, the pictures indicate very accurately the changes which [have taken place in any given interval. A careful study of these shows that in spite of the continued recession of the tongue and a general shrinkage of the ice at the edges, particularly at the left side where great masses have broken away uncovering water-worn bedrock, the thickness of the ice at the sky line is appreciably thicker than it was in 1898. This condition has been noted for a number of years, and time alone will prove whether an advance will take place when the thicker mass reaches the icefall and tongue. There is no doubt, however, that in all other particulars — breadth, depth and extension of tongue — the glacier is at present from year to year decreasing. A comparison of the two test pictures of 1902 and 1906,²⁾ with that made in 1898 (compare Plate V, *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 1899) will show in detail the changes which have taken place.

Recession of Tongue. — As previously noted (*Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 1899, p. 124), the first accurate location of the tongue of the ice is to be found in a long flat boulder not far from the moraine of 1887, lettered by unknown hands, „16 feet to nearest ice, '90“. Whith this rock as a basis the glacier showed a retreat after eight years on August 17, 1898, of 452 feet.

From 1898 to the past summer (1906) the annual change has been determined from a rock (marked „C.“ on map) lying in the

¹⁾ For detailed accounts of previous investigations on this glacier see *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.* 1899, pp. 121 and 501, and 1901, p. 213.

²⁾ Reproduced in the *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia* 1906, Dec.

centre of the bed moraine and which on August 17, 1898, was 60 feet from the tongue of the ice. The following table shows the recession each year and the date on which the measurements were made.

Illecillewaet Glacier, Recession of Tongue of Ice from Rock C.

Date of Observation	Distance To-gue of Ice to Rock C	Recession of Ice since previous Year
Aug. 17, 1898	60 ft.	
July 29, 1899	76 "	16 ft.
Aug. 6, 1900	140 "	64. "
Aug. 5, 1901	155 "	15 "
Aug. 26, 1902	203 "	48 "
Aug. 25, 1903	235 "	32 "
Aug. 14, 1904	240 $\frac{1}{2}$ "	5 $\frac{1}{2}$ "
July 25, 1905	243 "	2 $\frac{1}{2}$ "
July 24, 1906	327 "	84 "

It is interesting to note that while the recession between 1890 and 1898 showed an average of 56 feet per year, for the eight years from 1898 to 1906 this average has been but 33.3 feet per year, or about three-fifths. It must also be observed that the measurement on July 24, 1906, was not made to the point of greatest extension in the ice. Should this point have been measured the course would not have been in the same line as previous years, the tongue having moved to the left, but the recession for the year ending in 1906 would have been 64 feet, instead of 84 feet as noted in the table.

The change noted between any two years is not a good indication of the amount of recession or advance which may have taken place, as the local weather conditions, rainfall, and even the condition of the crevasses above, all have a marked influence in determining changes, and it is only when these are eliminated by including a longer interval that the true amount of change may be determined.

Flow of Glacier above Tongue. — In 1899, to determine the rate of flow of the ice at a point about 1300 feet above the tongue, eight plates were laid out across the glacier. These were accurately placed by means of a transit in a true line almost at right angles to the direction of flow, and their change in position accurately determined after stated intervals. The positions of these plates have been plotted on map¹⁾, and the following table gives a summary of the changes that have taken place at the times noted.

¹⁾ The map was published in the Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia 1906, Dec.

With the exception of the comparisons made between July 31 and September 5, 1899 (see first part of table, page 190), the motion indicates the movement of the glacier over the period of approximately a year, and thus includes both the summer flow which should be greater and the winter flow which should be less than the averages given.

Illecillewaet Glacier.

Table Showing Motion of Line of Plates, 1899 to 1906.

Number of Plate	Position of Plates on July 31, 1899	Distance below original line on August 6, 1900	Daily motion, 1899 to 1900	Distance below original line on August 26, 1902	Daily motion, 1900 to 1902	Distance below original line on August 28, 1903	Daily motion, 1902 to 1903	Distance below original line on July 12, 1906
1.....	On line	1044 ins	2.82 ins	3456 ins	3.21 ins	Lost	—	Lost
2.....	On line	1488 ins	4.00 ins	4446 ins	3.94 ins	Lost	—	Lost
3.....	On line	1716 ins	4.64 ins	4848 ins	4.18 ins	6216 ins	3.73 ins	On border moraine
4.....	On line	2112 ins	5.71 ins	Lost	—	Lost	—	10 200 ins
5.....	On line	2220 ins	6.00 ins	5850 ins	4.84 ins	7740 ins	4.87 ins	Lost
6.....	On line	2280 ins	6.16 ins	6312 ins	5.51 ins	8388 ins	5.65 ins	Lost
7.....	On line	2160 ins	5.84 ins	6504 ins	5.79 ins	Lost	—	Lost
8.....	On line	2040 ins	5.51 ins	Lost	—	Lost	—	Lost

Several of the 1899 plates have been lost from one cause or another, while others have completed their journey and now rest on the boulders at the edge of the ice. In 1906 an entirely new set of six plates was prepared, and on July 12 they were laid out on the exact line used in 1899. Some defects having been found in the first plates the ones laid out this year were of different design. A lighter steel reduced the weight by one-half without decreasing efficiency, while the pipe caulk was dispensed with entirely, a hold in the ice being obtained by turning the right edge up one-half inch, and the left edge down a like amount. The plate was thus held in position on the ice should it turn over. It is made up of but one piece, and may be nested compactly for carrying. Steel one-eighth inch thick was used, 6 inches by 7 inches, which was left 6 inches square after the edging up had been completed. A trial showed that the thinner plate, allowing greater melting of the ice beneath, formed a pocket in which the plate rested, almost entirely free from slipping even on the steeper slopes. Each plate was marked „VAUX, 1906“

in white on a red lead background. The plates laid out were numbered from 1 to 6, beginning on the right side of the glacier.

The aim of this investigation was to compare the yearly rate of flow at the line laid out with the yearly changes in the position of the tongue, and to determine the effect which a change in one would have on the other. As the second series of plates have been in position but a short time no yearly comparisons can be made, but the following table, comparing the daily motion of the plates in the fall of 1899 (compare *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 1899, p. 507) with the motion of those in 1906, will give a ratio of the summer motion between the two dates. The plates have been grouped according to their location on the glacier, the numbers in the two instances bearing no relation to each other.

The great uncertainty of this work may be realized when it is noted that in 1906 during twelve days the surface conditions of the glacier changed completely. Crevasses opened, others closed, and plates which when laid out were on comparatively level ice were found to be in almost inaccessible positions, which took long détours from the main path to reach.

Table Comparing Summer Daily Motion of Plates on Illecillewaet Glacier. 1899—1906.

1899—36-day interval			1906—12-day interval		
Number of Plate	Feet from 1906 ice edge	Average daily motion in inches	Average daily motion in inches	Feet from 1906 ice edge	Number of Plate
1	187	2.56	Plate lost	92	1
2	415	3.90	7.00	276	2
3	520	5.51	11.33	532	3
4	668	6.77	9.75	727	4
5	760	6.06			
6	900	6.79			
7	956	6.16	10.25	1020	5
			8.85	1171	6.
8	1220	6.00			

The interval between the laying out and measuring of the plates was one of unusual heat. Great freshets were reported all through the district, every glacier stream was swollen to abnormal size, and evidences of great surface melting were everywhere apparent.

In addition to locating the position of the plates, a cross-section of the surface of the glacier at this point was developed. A comparison of this area with that similarly plotted in 1899 shows a marked shrinkage in the surface of the ice at that point.

Asulkan Glacier (Glacier House, British Columbia).

This glacier, lying at the head of the Asulkan Valley, some three miles from Glacier House in British Columbia, has been observed with more or less regularity since 1899 (compare *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 1899, p. 504). At that time rocks were marked and the general aspect of the tongue and moraines noted. Photographs have also been made which show the yearly changes in extension, thickness and breadth.

The work on this glacier in 1906 covered practically the same ground as on the Illecillewaet, and may be similarly divided.

Test Pictures. — An almost continuous record of photographs of the lower section has been made since 1899 from a large flat rock several hundred feet below the glacier which affords a view of all parts. A comparison of these photographs taken over a series of years shows smaller changes than in the cases of some of the neighboring glaciers, but that they are of the same character — a general shrinkage and reduction of section area (compare Plates XXV and XXVI, *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 1906 with Plate VI, *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 1899).

Changes in the Tongue. — On the left side the Asulkan Glacier is bearing a large amount of morainal material which is deposited at the lower part of the left edge and upon the tongue. The right side is comparatively free from moraine except stray erratics which are borne on the surface of the ice and deposited at the edge. Several small moraines on the bed moraine indicate that at one time the amount of this material was much greater than at present.

For several years the tongue has been deeply bedded in moraine and was difficult to locate. During the period of slight advance which was first noted in 1903 a steep moraine was pushed up at the tongue and the stream forced to find an exit through a smaller moraine on

the right. The present year, however (1906), the tongue occupied almost exactly the same position as in 1899, leaving a space between the ice and the moraine which was formed during the glacier advance. A considerable stream issues directly beneath the tongue and almost covering the 1899 test rock, has broken through the high unstable moraine.

The following table shows the changes in the tongue as observed since 1899.

Table Showing Changes in Tongue of Asulkan Glacier.

Aug. 12, 1899	Rock opposite lined with snout."
Aug. 8, 1900	Snout receded 24 feet.
Aug. 6, 1901	Ice above rock 20 feet, 4 feet advance.
Aug. 30, 1903	Ice below rock 16 feet, 36 feet advance since 1901.
July 23, 1906	Ice lines with test rocks, or is in same position as in 1899.

The Flow of Glacier above Tongue. — For this work a line was selected across the glacier about 1250 feet above the tongue and as nearly as possible at right angles to the line of flow. Owing to the comparatively short distances and the ease of observation no base line was laid down except as a check, and the positions of the plates from the points of observation were determined by means of the stadia. The motion of the plates on the ice was in every case measured with a horizontal steel tape at right angles to the base line. Plates numbered 7 to 12, similar to those used on the Illecillewaet Glacier, were laid out on July 13, 1906, and their motion determined on July 23. The following table shows the total and average daily motion of the plates and of a very large oblong boulder resting on the top of the moraine on the left edge of the glacier and advancing with it.

Table Showing Average Daily Motion of Plates on Asulkan Glacier between July 13 and July 23, 1906.

Plate	Total Motion	Average Daily Motion	Remarks
No. 7	24 in.	2.4 in.	Near right edge of ice
No. 8	39 "	3.9 "	63 feet from R. edge
No. 9	55 $\frac{1}{2}$ "	5.5 "	157 feet from R. edge
No. 10	67 "	6.7 "	325 feet from R. edge
No. 11	67 "	6.7 "	415 feet from R. edge
No. 12	63 "	6.3 "	Close to left edge
Boulder	89 "	8.9 "	On left moraine, resting on icefoot.

Sketch Map of Tongue. — A map of the glacier foot has been compiled¹⁾ from a series of stadia measurements, sketches and photographs. On it have been plotted the position of the tongue and the outline of the ice as it existed on July 23, 1906. If question is raised as to the accuracy of the stadia method for this class of work, it may be noted that in every instance the motion of plates and recession were determined from measurements with a standard tape, and it was found that over rough ground and glacier surfaces work could be greatly expedited by use of the stadia, with an error not so great as would be encountered on the necessarily small scale of the plotting map.

Wenkchemna Glacier (Valley of the Ten Peaks, Laggan, Alberta).

In some respects this glacier presents the most unusual aspect of any noted in the region. Of the piedmont type its névé receives snow which falls and is blown across the Wenkchemna Group or „The Ten Peaks“ and falls into the couloirs and chimneys lying on the northern slopes. At the lower levels a number of comparatively small glaciers are formed, flowing almost due north across the southern half of the Valley of the Ten Peaks. The valley bottom in places is covered with an open forest of firs and spruces, the Lyell larch being found in abundance at the upper (western) end where an elevation of over 7000 feet is reached.

At the head of the valley several almost parallel lines of ancient moraines were noted, and distinct traces of them could be followed down the valley till they were finally lost in the stream-eroded bottom. These moraines, and the very interesting one at the lower end of Moraine Lake which has given it its existence and name, point clearly to the fact that the glacier at one time covered the entire bottom of the valley, and that the medial moraines which are now noted between the several sections of the glacier were at that time carried entirely on its back down the valley and deposited far below, without leaving any trace of the route which had been originally taken.

It has been known for a number of years that some portions of the Wenkchemna Glacier were advancing, or rather that from time to time masses of moraine which had rested almost upon the limit of the ice had been shot down upon and partly or completely covered

¹⁾ See Proc. Acad. Natural Science of Philadelphia 1906 Dec.

living trees of the forest, which in places comes directly up to the ice wall. A comparison of photographs taken in previous years with the conditions as they were found in July, 1906, indicated that at the points in question no material advance of the ice could have taken place, and yet at these very points there was evidence of masses of moraine being projected on the ground below. The fresh rock was thrown beyond the limit of the ice, which to all observation had not changed recently. The base of the glacier close to the ground gave evidence of not having changed for a number of years, but from the ice slope above masses of rock were and had been precipitated *over* and beyond the older rocks and upon the grass and trees.

A careful consideration of these unusual conditions seemed to offer but one satisfactory solution. The ice forming this glacier, or rather composite glacier, is largely contained in a hollow or basin, from the bottom of which drainage is provided to the lake below. The ice extends above the edges of the basin, in many places covered deeply with moraine. The pressure upon the ice from behind causes a slow but steady motion of the upper strata towards the edges, which sets up a *shearing* action of one layer of ice on that below. The result is that the upper part of the moraine, very thin and unable to withstand the pressure, is pushed outward by the ice till it falls over the edge of the lower and more stable portions and upon the green grass or forest beyond the limits of the basin. It is evident that this action is much more active at certain points than at others, and an attempt was made to determine whether the position of the edge had anything to do with it, without satisfactory results.

Whatever may finally be determined as to the cause of change in the ice edge, a tramp over the glaciers surface gave many evidences of great and continued shrinkage. The moraines everywhere showed that though they had been recently formed the ice was then many feet thicker, and a series of very beautiful rock cones, which rested on the solid ground but were surrounded by ice, bore silent witness to the immense thickness of the ice in recent times compared with what is noted at present.

Victoria Glacier (Lake Louise, Laggan, Alberta).

Almost as accessible as the Illecillewaet, the Victoria Glacier has never received the same careful study owing in large measure to the immense moraines which bury the tongue and the almost impossible

task of finding permanent base and line ends. The great boulder marked in 1899, and which the next season had moved with the ice 147 feet, has not since been measured, but the position of the ice on the northwest side, referred to several large angular blocks of red quartzite, has been repeatedly determined.

During the summer of 1898 these blocks slipped from the ice and fell to the moraine below. On July 29, 1899, they were 20 feet from the ice; on July 24, 1900, 26 feet, showing a change of 6 feet for the year; on September 1, 1903, 76 feet 6 inches, or an average yearly shrinkage of almost 17 feet, while on July 30, 1906, the distance was but 74 feet 7 inches, showing practically no change, as the early date of measurement in 1906 compared with 1903 would make considerable difference in the total figures.

Wapta or Yoho Glacier (Yoho Valley, near Field, British Columbia).

This glacier, located at the head of the Yoho Valley, is a very long day's trip from Field, the station on the railway. On August 17, 1901, the position of the tongue was marked on a large mass of bedrock which had been recently uncovered by the ice. The tongue at this time was a narrow blade of ice somewhat to the left of the axis of the glacier and lying in a long deep groove between parallel ledges of rock. Three years later the change was measured on August 7, 1904, as 89 feet, or an average yearly recession of almost 30 feet. At this time there were signs of great activity and marked shrinkage.

On July 15, 1906, almost a month earlier in the season than on the occasion of the previous visit, the glacier was again observed and the distance measured as 76 feet 7 inches, or about $12\frac{1}{2}$ feet less than in 1904. Allowing for the earlier date, it may be said that the tongue is in the same position as two years ago. The general aspect of the ice showed that it was shrinking and retreating, and this was particularly the case on the right side where the main stream debouches from a most beautiful ice arch.

Horseshoe Glacier (Paradise Valley, Laggan, Alberta).

Although no marks have been placed on this glacier it offers some striking and unique points of interest. It is of the piedmont type and owes its existence to the snow avalanches from Mounts Hungabee, Ringrose, Lefroy and Mitre, to the north of which it lies. The tongue and lower portions are deeply buried in moraine. While

in common with others there are indications of shrinkage and retreat, the protection of moraine on the surfaces renders these changes very slow. An exceedingly interesting phenomenon was noticed at a point several hundred feet above the tongue where a great sinuous cañon has been worn in the ice. The sides were perpendicular or overhanging, from 20 to 30 feet in depth, while the curves were 1000 to 1500 feet long. In all there were not less than ten great bends, and through the bottom a good-sized stream flowed. The walls exhibited very fine examples of banding, while all the surfaces were fluted horizontally, apparently due to the greater melting in summer than in winter. Should this be correct the cañon has been at least twelve years in forming.

* * *

From the foregoing data it is hard to draw more than the most general conclusions. It may, however, be safely noted that in all the glaciers observed there has been decided shrinkage and recession in the past seven years. While changes in the position of the tongue may have been small, the ice mass and sectional area are evidently much less. On the other hand the average yearly recession was in 1906 less than during a similar period five years before, the exception in the Illecillewaet Glacier being probably due to unusual conditions. The trifling advances in the Asulkan Glacier may be attributed to local causes and have no particular significance, but the increased daily rate of flow of the Illecillewaet, coupled with a thickening of the ice at the sky line as seen from the test rock, would seem to point to a period of greater activity in the not very distant future.

G. Asie.

Himalayan Glaciers.

(M. Douglas Freshfield, à Londres.)

Mr. Douglas Freshfield sends for publication the following letter:

Dear Sir,—The request addressed by you to the Trigonometrical Survey of India in April of last year to assist in the measurements of the movements of Himalayan glaciers is at last, I am glad to inform you, in a fair way to produce the result desired. The question was discussed at a meeting of the Board of Scientific Advice in December last, and it was resolved that the Geological Survey should undertake the work, as the Surveyor-General (Colonel Longe) could

not spare men for it. Mr. Holland, Director of the Geological Survey, was unable to take the matter up before he went on leave in May, and left it to me to do so. I accordingly drafted proposals, and submitted them to the Government of India as soon as Mr. Holland left, and have just received sanction for them.

I have already instructed two of our officers, who have gone up to Kumaon to report on various minerals there, to make plans of the ends of at least three of the glaciers in that district—the Milam, Pindari, and Shunkalpu glaciers, all of which are fairly easily accessible—and to fix marks near the ends of the glaciers for future measurements, and also to take photographs. When their reports are received I hope to be in a position to issue suggestions to travellers and sportsmen for continuing the measurements, and have these posted up in the dāk bungalows along the routes to these glaciers. The same will be done for other glaciers in the Himalayas as opportunity offers, and I hope to be able to send men up to Kulu Spiti and Kashmir during the autumn.

In the meantime I have drawn up a set of suggestions for the taking of photographs by travellers, &c., a copy of which I hope to be able to send you next week, and will send a number to Dr. A. Neve, in Kashmir, who has kindly promised to assist us in the work, in order that he may distribute them to his friends. I had intended to have these suggestions posted up in dāk bungalows all over the Himalayas, but there has been so much delay in obtaining the sanction of Government that I think there will be little use in doing so this year, especially as they will, I hope, soon be superseded by the more definite measurements and instructions which ought to result from Messrs. Cotter and Brown's work in Kumaon.

I have seen a good deal of the Himalayan glaciers myself, and think that there will not be much difficulty in fixing permanent marks near the glacier snouts, though Colonel Burrard thinks that any marks cut on the rocks would soon be destroyed by weathering. If glacial striæ can remain visible for the number of years they do I do not see why deeply cut chisel-marks, or holes „jumped“ into the rock, should not be equally lasting. I will send you a copy of my instructions to Messrs. Cotter and Brown on these points.

The main difficulty, I think, will be to fix the exact position of the snout of the glacier at any particular time in most cases, seeing how deeply the ice is usually buried beneath moraine stuff:

but I think that, in many cases, the ice cave will give a fairly well defined point to measure to.

Colonel Burrard tells me that he will have several men working, in the Himalayas next year, and that they will no doubt be able to make measurements. The main thing is to get permanent marks fixed in the first instance. Afterwards there will be plenty of men willing to carry on the observations.

Yours sincerely,

Tom D. La Touche,

Offy. Director Geol. Survey of India.

Zur Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung.

Von Hans Crammer in Salzburg.

Auf dem der Venedigergruppe angehörenden Obersulzbachgletscher habe ich Ende August 1907 Beobachtungen angestellt, deren Mitteilung mir geeignet erscheint, der jüngsten Anschauung über die Entstehung der Blätterstruktur aus der Schichtung neue Anhänger zu gewinnen.

Das ungefähr 8,5 km breite Firnbecken des Obersulzbachgletschers wird im Süden vom Hauptkamm der Hohen Tauern begrenzt. Senkrecht zu diesem Kamme zweigen Felsrippen ab, die zwar alsbald unter Eis und Schnee verschwinden, deren weiterer Verlauf aber dennoch durch die Gestaltung der Firnoberfläche über ihnen erkennbar bleibt. Sie unterteilen das gesamte Firnfeld in fünf Teilbecken, deren Längsachsen radial gegen die Zungenwurzel zusammenlaufen. Die Achsen der beiden äußersten Becken sind einander gerade entgegengesetzt gerichtet. Das ganze Firnfeld umspannt demnach einen Fächer von 180°. Die Abflüsse der hochliegenden Teilbecken steigen, seitlich miteinander zusammenhängend, zumeist in Staffelbrüchen in einen tiefen, weiten Kessel herab, in welchem sie sich zur Zungenwurzel vereinigen. Die Eismassen, die den einzelnen Teilbecken entstammen, nenne ich im Gegensatz zum Gesamtstrom Teilströme. Sie sind in der Zungenwurzel und in der Zunge durch Innenmoränen gegeneinander scharf abgegrenzt. Die Oberfläche der Zungenwurzel bildet einen ausgedehnten,

wenig geneigten ebenen Boden, der sich trichterförmig sehr rasch auf eine Breite von weniger als 1 km verengt. Eine Talstufe veranlaßt in der Trichterspitze die Bildung eines schönen Gletscherbruches, der „Türkische Zeltstadt“ heißt. Dieser Bruch setzt sich eine Strecke weit in die eigentliche Gletscherzunge hinein fort. Unterhalb des Sturzes nimmt die Oberfläche der Zunge wieder ein sanfteres, gleichbleibendes Gefälle an. Eine Verschmälerung der Zunge durch gegenseitige Annäherung der beiden Talgehänge findet nirgends statt.

Die talwärts geringer werdende Breite eines jeden Teilbeckens, die fächerförmige Anordnung dieser Becken, durch welche alles aus ihnen kommende Eis gegen einen Punkt gedrängt wird, endlich die Trichterform des Felsbettes, in dem die Zungenwurzel liegt, alles das bewirkt in hohem Maße, daß das talab drängende Eis auf dem ganzen Wege vom obersten Firnrande bis zum Austritt aus der Zungenwurzel sehr starken seitlichen Pressungen ausgesetzt ist. Von der außerordentlichen Größe und dem ungemein raschen Anschwellen der geweckten Druckkräfte erhält man die beste Vorstellung, wenn man von einem Übersicht bietenden Standplatz das rasche Zusammenlaufen der Mittelmoränen auf der Zungenwurzel beachtet. Man sieht so, wie viel jeder Teilstrom in der Zungenwurzel schon auf kurzem Wege durch seitliche Pressungen an Breite verliert. — Der Parallelismus der Mittelmoränen auf der Zunge verrät dagegen, daß in der Zunge keine Steigerung der seitlichen Druckkräfte stattfindet.

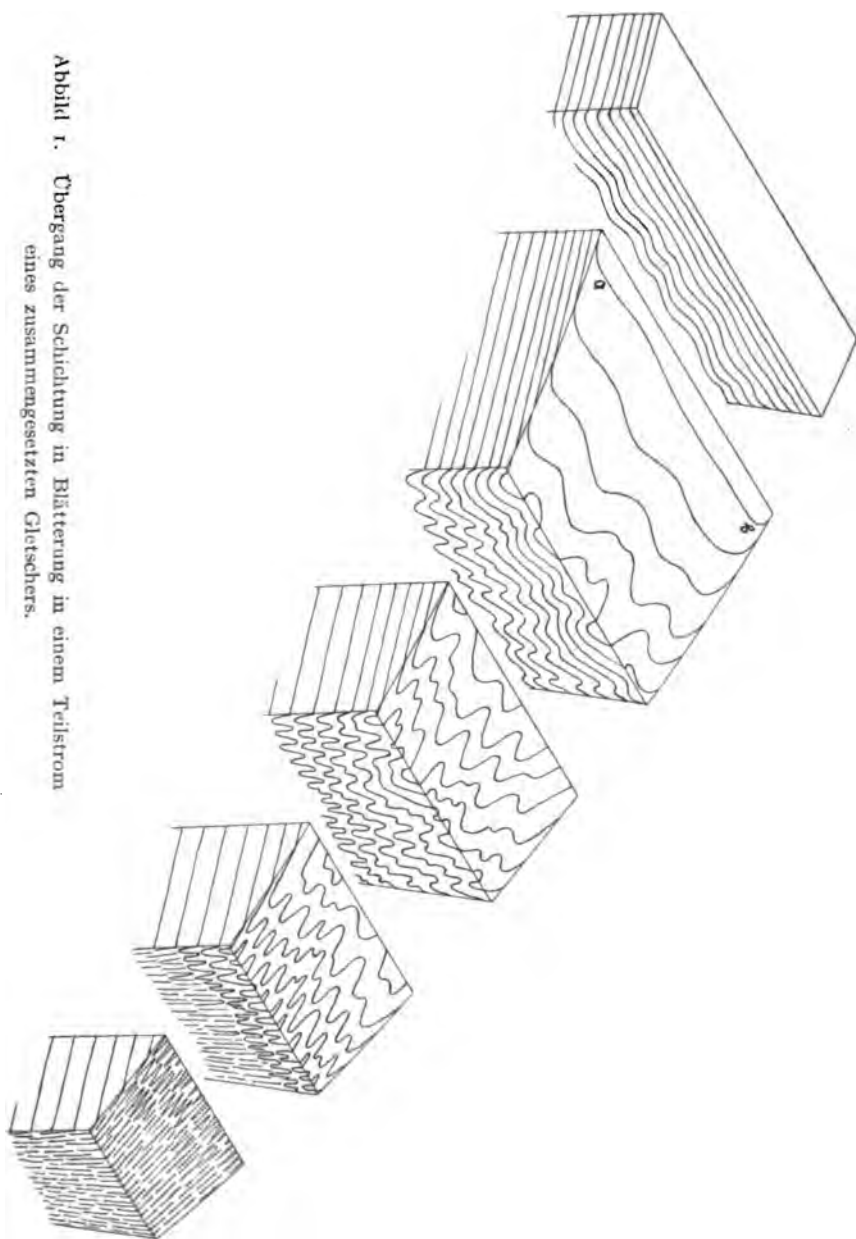
Hauptsächlich studierte ich jenen Teil des Gletschers, der dem westlichsten Teilbecken entspringt, durch das der Weg über das Krimmlertörl in das Krimmlertal hinüberführt. Nachdem ich am ersten Tage den linken Teil der Zunge und der türkischen Zeltstadt eingehend besichtigt und auf dem westlichsten Teilstrom eine Meereshöhe von 2470 m erreicht hatte, querte ich die Zungenwurzel, um zur Kürsingerhütte zu gelangen. Von diesem Unterkunftshause des um die Gletscherforschung hochverdienten Deutschen und Österreichischen Alpenvereines genoß ich nicht nur einen herrlich schönen, sondern auch ebenso lehrreichen Blick auf das begangene Gletschergebiet. Von hier aus konnte schon mein unbewaffnetes Auge viele Stellen mit den Eisstrukturen genau wiedererkennen, die ich erst einige Stunden vorher in unmittelbarer Nähe besichtigt hatte. Da drängte sich die Zusammenfassung meiner Einzelbeobachtungen zu einem einheitlichen Ganzen förmlich auf. — Am zweiten Tage kehrte ich zum Höhenpunkt 2470 m zurück und setzte den Aufstieg bis zum Krimmlertörl fort. Ich ging also auf dem Gletscher von unten nach oben. Diese Richtung

gewährt den Vorteil des besseren Überblicks auf das Eis und seine Strukturen. Im folgenden werde ich aber meine Beobachtungen aus entwicklungsgeschichtlichen Gründen in der Reihenfolge beschreiben, als wäre ich von oben nach unten gegangen.

Im westlichsten Teilbecken des Obersulzbachgletschers, soweit es oberhalb der Firnlinie liegt, strichen die Schnee- beziehungsweise Eisschichten nur an den Firnkluftwänden aus, und zwar nach geraden, zur Oberkante der Kluftwände parallelen Linien. Die Schichten lagen also hier ihrer Entstehungsweise gemäß zur Firnoberfläche parallel. Nahezu dieselbe Beobachtung machte ich auch noch etwas unterhalb der Firnlinie, am unteren schmalen Ende des Teilbeckens, wo sich das Eis in Staffelbrüchen zur Zungenwurzel hinabsenkt. Doch war hier stellenweise eine schwache Verbiegung der Schichten wahrzunehmen, als gäben diese einem von links und rechts her wirkenden Druck nach. Auffällig stark war die Verbiegung der Schichten schon eine kleine Strecke unterhalb des Staffelbruches. Dort waren an den Wänden von Querspalten bereits wohlausgebildete breite Faltensättel und Mulden sichtbar. Die in der Längsrichtung des Teilstromes streichenden Falten verschnitten sich mit der Gletscheroberfläche nach Bögen, die talauf- oder talabwärts gerichtet waren, je nachdem ein Sattel oder eine Mulde angeschnitten war.

Je weiter ich gletscherabwärts in der trichterförmigen Verengung der Zungenwurzel stand, in um so kleinere und zugleich stärker aufgerichtete Falten waren die Schichten des Eises um mich her von beiden Seiten zusammengeschoben. Die Bögen, nach denen sich die Falten mit der Gletscheroberfläche verschnitten, wurden darum schmaler und ihre Krümmung am Scheitel zusehends schärfer. Hingegen nahm die Krümmung der Bogenäste, die sich immer mehr in die Längsrichtung des Teilstromes stellten, ab.

Noch weiter talab, es war dies aber noch immer in der Zungenwurzel, wurden sowohl die Bogenscheitel auf der Gletscheroberfläche, als auch die Sättel und Mulden an den Spaltenwänden spitzer und spitzer, bis schließlich von Krümmungen nichts mehr zu sehen war. Von den Falten blieben bloß die aufrechtgestellten, enge aneinandergepreßten und in der Längsrichtung des Teilstromes streichenden Faltenschenkel erhalten. Das Eis bestand also hier nicht mehr aus durchlaufenden Schichten, sondern aus auskeilenden Blättern, in welche die Schichten nach und nach zerteilt worden sind. Die ursprüngliche Schichtstruktur des Eises ging somit auf dem zurückgelegten Wege



Abbild 1. Übergang der Schichtung in Blätterung in einem Teilstrom eines zusammengesetzten Gletschers.

allmählich verloren und aus ihr entwickelte sich eine andere Struktur, die Blätterstruktur oder kurzweg Blätterung¹⁾.

Die eben geschilderten Verhältnisse glaube ich im Abbild 1 durch eine schematische Zeichnung anschaulicher zu machen, als es viele Worte zu tun vermögen. Bei der Anfertigung der Zeichnung dienten mir Skizzen, die ich an Ort und Stelle machte, und Photographien, die Herr Karl Regel aus Würzburg am Tage meiner Studien aufnahm, als Grundlage.

Das Abbild 1 versinnlicht ein Stück Teilstrom eines zusammengesetzten Gletschers. Dem westlichsten Teilstrom des Obersulzbachgletschers entsprechend können wir uns auch in der Zeichnung die linke Flanke des Stromes durch das felsige Gehänge, seine rechte Flanke aber durch die Wand einer Innenmoräne begrenzt denken. Oberhalb und auch noch ein Stück unterhalb der Firnlinie a b, wo die Innenmoränenwand noch nicht bis an die Oberfläche des Teilstromes heraufreicht, wurde ihre erweiterte Ebene zur Abgrenzung des Bildes benützt. Der Oberfläche des Teilstromes gab ich ein wachsendes Gefälle, um der talabwärts zunehmenden Erniedrigung der Eisoberfläche durch Abschmelzung Rechnung zu tragen. Endlich dachte ich mir mehrere Querstücke aus dem Teilstrom herausgeschnitten und entfernt, damit dessen Struktur außer an seiner Ober- und der einen Seitenfläche auch auf den bloßgelegten Schnittflächen der verbleibenden Eiskörper sichtbar werde.

Ganz ähnliche Zustände wie im westlichsten Teilstrom traf ich in allen andern Teilstromen dieses Gletschers. Im Gebiete der Zungenwurzel zeigten sich zwar in den verschiedenen Teilstromen graduelle Unterschiede in der Faltung, aber solche waren ja auch in jedem einzelnen Teilstrom vorhanden. Talabwärts glichen sich diese Verschiedenheiten mehr und mehr aus. Unterhalb der Zeltstadt gab es nirgends mehr Faltung, sondern ausschließlich Blätterung. Durch vielfachen Einblick in Querspalten überzeugte ich mich, so weit ich sehen konnte, von der fächerförmigen Anordnung der Blätter im Querschnitte durch den Gesamtstrom: in der Mitte der Zunge stehen die überall zur Zungenachse parallel streichenden Blätter vertikal; den Ufern näher neigen sie sich zunehmend gegen diese, um an den Ufern selbst dem Felsgrunde flach aufzuliegen. Diese Anordnung der Blätter,

¹⁾ Den bisher üblichen Namen „Bänderung“ gebrauche ich mit Vorsatz nicht. Denn dieser Name bezeichnet nicht das Wesen einer Struktur. Er paßt eigentlich nur auf die Zeichnung, die entsteht, wenn dünne Schichten austreichen.

der sich die Innenmoränen vollkommen einfügen, traf ich auf der ganzen Zunge des Obersulzbachgletschers. Meiner Beobachtung in dieser Hinsicht blieb nur die Zungenspitze entzogen, von deren Besuch mich die vorgeschrittene Tageszeit leider abhielt.

Was ich am Obersulzbachgletscher gesehen und im vorstehenden mitgeteilt habe, läßt nur folgende Deutung zu: Die ursprüngliche Firnschichtung wird gefaltet und allmählich in Blätterung übergeführt. In der Blätterung haben wir folglich keine Neubildung, sondern bloß die Umbildung einer schon früher bestandenen Struktur zu erkennen.

Die Faltung und ihr Streichen in der Längsrichtung des Eisstromes veranlaßt uns, die Ursache der Umbildung in Druckkräften zu suchen, die senkrecht zur Längsrichtung des Gletschers wirken. Das Auftreten solcher Kräfte haben wir bereits aus der zunehmenden Verengung des Gletscherbettes und der Abwärtsbewegung des Eises geschlossen. Diese ins Riesige anwachsenden Druckkräfte machen es ohne weiteres verständlich, daß die in immer engere Gletscherquerschnitte gezwängten horizontalen Schichten mehr und mehr gefaltet werden, daß sich die entstehenden Falten senkrecht zur Druckrichtung, das ist in die Längsrichtung des Eisstromes stellen, sich immer steiler und steiler aufrichten, so daß schließlich die Faltensättel und Mulden vollständig ausgequetscht und die Schichten in Blätter zerteilt werden.

Meine Beobachtungen widerlegen also die von andern Forschern vertretene Anschauung, die Blätterung sei eine von der Schichtung vollkommen unabhängige Neubildung. Hören wir übrigens die zur Stütze der letzteren Anschauung vorgebrachten Gründe.

Die Entstehung der Blätterung aus der Schichtung wird bestritten, weil man an Spaltwänden über fast vertikal gestellter Blätterung horizontalgeschichteten Firn liegen sah, ohne daß irgend ein Übergang zwischen Firnschichtung und Blätterung bemerkbar gewesen wäre. Hans Heß bringt in seinem Buch „Die Gletscher“¹⁾ auf S. 176 einen ähnlichen Fall zur Abbildung. Über älteren, durch Faltung aufgerichteten Schichten ruht ein junges, horizontalgeschichtetes Firnlager. Heß erklärt diese Erscheinung in zutreffender Weise durch das Herabrücken der Firnlinie über ihren gewöhnlichen Stand. Es handelt sich also in solchen Fällen um zwei recht verschiedenalttrige Bildungen, von denen die untere, um vieles ältere, im Umwandlungsprozeß in Blätterung schon weit fortgeschritten war, als sie durch die obere, ganz junge

¹⁾ Braunschweig 1904.

verdeckt wurde. Darum können freilich diese beiden Bildungen nicht ineinander übergehen. Aber dieser ganz besondere Fall berechtigt keineswegs zu dem Schlusse, es gäbe überhaupt keinen Übergang von der Schichtung in die Blätterung. Tatsächlich findet dieser Übergang in jedem Gletscher statt, dessen Eismassen durch Verengung des Bettes starken seitlichen Pressungen ausgesetzt sind. Er ist jedoch nicht, oder doch nicht in deutlich erkennbarem Zusammenhange zu verfolgen, wenn die Firnlinie eine außergewöhnlich tiefe Lage einnimmt, so daß ein großer Teil der früher aper gewesen Eisoberfläche schneebedeckt und viele sonst offene Spalten verhüllt sind. Wir müssen es daher geradezu selbstverständlich finden, daß zu Zeiten ausgebreiteter Firnbedeckung die Forscher sich vom Zusammenhange zwischen Schichtung und Blätterung nicht überzeugen konnten. In unseren Alpen waren die letzten Jahre für das Erkennen dieses Zusammenhanges außerordentlich günstig, weil in dieser Zeit die Firnlinie von Jahr zu Jahr über ihren gewöhnlichen Stand weiter hinaufrückte.

Zum Beweise, daß die Blätterung aus der Schichtung nicht hervorgehen könne, wird ferner angeführt, daß die horizontale Schichtung des Firnes hie und da von der Blätterstruktur geschnitten wird. In solchen Fällen handelt es sich aber, wie ich mich oft überzeugte, nicht um die von uns beschriebene Blätterung, sondern nur um einzelne Blätter aus blasenarmem Eise, das entstanden ist, indem sich Schmelzwasser in engen Spalten, welche die Schichtung durchsetzten, sammelte und gefror.

Endlich wird gesagt: Die Blätterung kann nicht aus der Schichtung hervorgehen, denn in steilen Gletscherbrüchen gerät die etwa noch vorhandene Schichtung in volle Unordnung und verschwindet gänzlich; aber trotzdem entsteht unterhalb des Bruches die Blätterung in schönster Ausbildung.

Meine Beobachtungen auf dem Obersulzbachgletscher stimmen mit dieser Aussage nicht überein. In den schon erwähnten Staffelbrüchen ging die Schichtung nicht verloren. Ich fand ferner, daß das Durcheinander, welches der erste Anblick des Gletscherbruches in der türkischen Zeltstadt bietet, nur scheinbar ist. In Wirklichkeit herrscht auch im Gletscherbruche eine ruhige Gesetzmäßigkeit, die durch die Anordnung der Eisstrukturen deutlich zum Ausdruck kommt. Im Bruche findet die Verwandlung der Schichtung in Blätterung ihren ungestörten Fortgang. Wo im Bruche die Blätterung bereits besteht, behält sie trotz weitklaffender Spalten ihre gesetzmäßige Anordnung im großen und ganzen vollkommen bei. Nur wo Stauchungen statt-

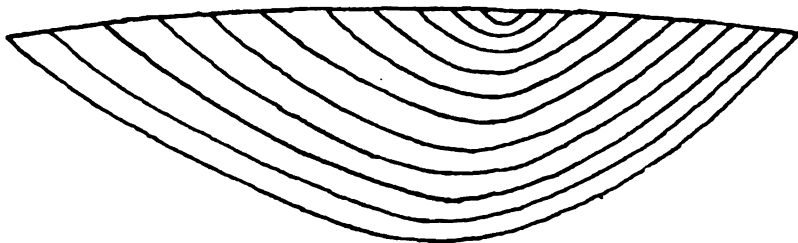
finden, da stellt sich örtliche Faltung der Blätterung ein, die etwas weiter unterhalb wieder verschwindet. Ich konnte nicht bemerken, daß sich unterhalb des Bruches eine neue Blätterstruktur entwickelt. Wohl aber sah ich dort eine die fortlaufende Blätterstruktur schneidende zweite Struktur von ganz anderem Wesen. Dieselbe verdankt ihre Entstehung der außerordentlich großen Anzahl von im Bruche aufgerissenen und wieder geschlossenen Spalten. Ich beabsichtige diese Struktur im kommenden Sommer noch eingehender zu studieren, möchte aber schon heute die Vermutung aussprechen, daß diese Struktur in manchen Fällen mit der Blätterung verwechselt worden sein dürfte.

Man versuchte, die Entstehung der Blätter unabhängig von einer schon früher vorhandenen Struktur zu erklären, indem man annahm, das Eis schmelze in einzelnen zur Druckrichtung senkrechten Ebenen, worauf das Schmelzwasser wieder gefriere. So sollen Blätter entstehen, die sich durch geringeren Luftgehalt, also durch größere Klarheit von ihrer Umgebung unterscheiden. — Es ist aber nicht einzusehen, aus welchem Grunde gerade längs einzelner Ebenen des Eises Druckschmelzung stattfinden sollte; denn das würde entweder voraussetzen, daß in diesen Ebenen ein höherer Druck herrsche, wie zu beiden Seiten einer jeden einzelnen solchen Ebene, oder daß das Eis in diesen Ebenen leichter schmelzbar sei. Eine so ungleiche Verteilung des Druckes ist unmöglich. Hingegen wäre eine leichtere Schmelzbarkeit des Eises an bestimmten Orten durch Strukturverschiedenheiten erklärbar, aber — es wird ja behauptet, die Blätterstruktur entstehe unabhängig von andern Strukturen. So verliert denn die Ansicht, die Blätterung sei eine lediglich durch Druck hervorgerufene Neubildung, auch den letzten Stützpunkt. Wohl verdankt die Blätterung den durch die Eisbewegung geweckten Druckkräften ihre Entstehung, wohl können wir somit die Blätterung als eine Druckerscheinung bezeichnen, aber niemals dürfen wir sagen, diese Struktur sei von der Schichtung unabhängig, denn sie geht aus der Schichtung durch Einwirkung des Druckes hervor.

Wieder von anderer Seite wird zwar die Ansicht geteilt, die Blätterstruktur in den Gletscherzungen gehe aus der Firnschichtung hervor, aber es wird zugleich damit die Vorstellung verbunden, die Schichten werden nicht mannigfach gestaltet und zerteilt, sondern es wird angenommen, die Schichten bleiben ganz und werden nur einfach gebogen, so daß sie der Form des Zungenbettes entsprechend in diesem wie Rinnen konzentrisch ineinander liegen. Man sehe den erläuternden Querschnitt in Abbildung 2. Dazu ist zu bemerken, daß eine mit dieser

Vorstellung sich deckende Beobachtung bisher nirgends gemacht worden ist. Wie wäre es übrigens nach der Abbildung 2 zu erklären, daß von der obersten, einst über die ganze Breite des Firnfeldes sich erstreckenden jüngsten Schichte gerade ihr mittlerer Teil erhalten bleiben konnte, während alles Übrige durch Schmelzung verloren ging? — Profile, welche zeigen, wie man sich den allmählichen Übergang der horizontalen Schichtung im Firnfeld in die einfach gebogene Schichtung der Zunge (Abb. 2) vorzustellen habe, wären sehr erwünscht.

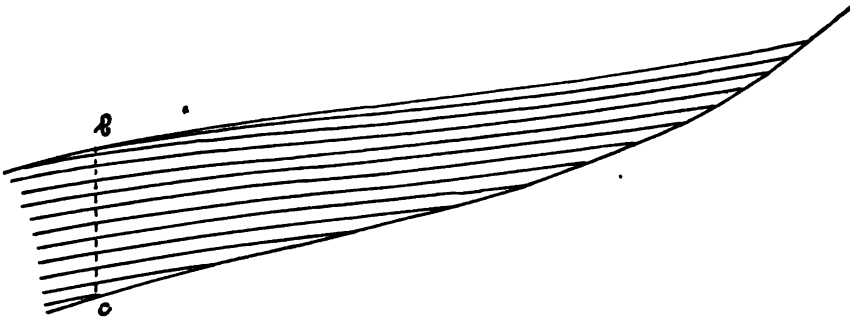
Wenden wir uns nunmehr dem Obersulzbachgletscher wieder zu. Bemerkenswert ist, daß ich in seiner Firnregion keine gefalteten Schichten sah, obwohl gerade in dem von mir begangenen, nach unten sich stark verengenden Teilbecken sicher recht bedeutende seitliche Pressungen des Eises auftreten. Diese Ungereimtheit findet ihre Lösung in dem Umstande, daß oberhalb der Firnlinie die bereits gefalteten



Abbild 2. Unrichtige Vorstellung von der Anordnung der Firnschichten in einer Gletscherzunge.

Schichten alljährlich durch neue, ausdauernde Schneeschichten verdeckt werden. Wollen wir genaueren Aufschluß über die Faltungsvorgänge in den Schichten des Firnfeldes erlangen, so müssen wir vorerst über die Anordnung dieser Schichten im klaren sein. Bei gleichbleibendem Klima behält die obere Grenze des Firnfeldes trotz des anhaltenden Herabrückens der Firnmassen ihre Lage im großen und ganzen unveränderlich bei. Das geschieht, indem jede neu zugewachsene dauernde Schneelage über ihre Vorgängerin nach oben hin um ebensoviel übergreift, als letztere bis zu ihrer Überdeckung durch die neue Schichte bereits talabwärts gewandert ist. Im Firnfeld müssen demnach die Schichten jene Anordnung besitzen, die ich in Abbildung 3, rechts von der Geraden BC, in einem Längsschnitt durch das Firnfeld dargestellt habe. In b. denke ich mir die Firnlinie geschnitten; links von b c ist also das Abschmelzgebiet.

Fassen wir zunächst die jüngste, also oberste Schichte ins Auge. Eben entstanden, bedeckt sie vollkommen ungefaltete das Firnfeld in seiner ganzen Ausdehnung. Die unter ihr strömende Eismasse teilt ihr eine Bewegungsgeschwindigkeit mit, die in den vorderen Teilen größer als in den rückwärtigen ist. Wir wollen aber vorläufig von dieser ungleichen Geschwindigkeit absehen und überall dieselbe Geschwindigkeit annehmen. Ferner setzen wir voraus, das Firnfeld verenge sich von seinem oberen Rande bis zur Firnlinie ganz gleichmäßig von rund 4000 m auf 1000 m Breite. Die Längsachse des Firnfeldes teilen wir in eine beliebige Anzahl, z. B. in drei gleiche Teile. Durch die Teilungs- und Endpunkte legen wir senkrecht zur Achse Ebenen, deren Schnitte mit der obersten Schichte der Reihe nach, von oben nach unten, mit I, II, III und IV bezeichnet werden mögen. Diese Querschnitte sind 4000, 3000, 2000 und 1000 m breit. Sobald die oberste Schichte talabwärts soweit vorgerückt ist, daß ihr Schnitt I an der



Abbild 3. Firnschichtung im Längenschnitt durch das Firnfeld.

Stelle von II ist, dann befindet sich unserer Annahme zufolge der Schnitt II an Stelle von III, III an Stelle von IV, während IV bereits außerhalb des Firnfeldes gerückt ist und vorläufig außer Betracht bleibe. Jeder der Schnitte I—III geriet also an eine schmälere Stelle des Firnbeckens, jeder wurde von beiden Seiten her zusammengeschoben und verlor dabei durch Faltung der Schichte von seiner ursprünglichen Breite 1000 m. Das bedeutet aber, daß die Schichte durch Faltung im Schnitte I ein Viertel, im Schnitte II ein Drittel, im Schnitte III aber gar die Hälfte ihrer ursprünglichen Breite eingebüßt hat. Diese ungleichmäßige Zusammenschiebung bedingt natürlich, daß durch die Talwärtsbewegung die vorderen, von vornherein schmälere Teile der Schichte stärker gefaltet werden als die rückwärtigen. Dieser Unterschied im Faltungsgrade der Schichte wächst, je weiter die Schichte

im Firnbecken herabrückt; denn immer und immer erfahren die vorderen, schmälere Teile verhältnismäßig den größeren Breitenverlust. Zu demselben Ergebnis gelangen wir in etwas verstärktem Maße, wenn wir die größere Geschwindigkeit der vorderen Teile unserer Schichte berücksichtigen.

Natürlich nehmen die besprochenen Faltungsvorgänge ihren Fortgang auch dann, wenn die betrachtete Schichte im Laufe der Zeit infolge wiederholter Schneefälle in immer größeren Abstand unter die Firnoberfläche kommt, und ebenso selbstverständlich ist es, daß sich derselbe Vorgang in jeder Schichte des Firnfeldes abspielt. Es gilt daher allgemein: In talabwärts sich verengenden Firnfeldern nimmt die Faltung in jeder Schichte von deren oberem Rande gegen die Firnlinie hin unaufhörlich zu.

Verliert der Eisstrom auch noch jenseits der Firngrenze durch Einengung seines Bettes an Breite, so wird die Faltung der Schichten auch dort noch stärker. Ob die Einengung durch gegenseitige Annäherung der felsigen Ufer oder durch Gletscherzuflüsse erfolgt, das ist diesbezüglich gleichgültig. Häufig vereinigen sich beide Umstände zu besonders wirksamer Arbeit, wie z. B. am Obersülzbachgletscher, wo sich die aus den verschiedenen Teilbecken kommenden Teilströme im Trichter treffen.

Im Firnbecken ist die jeweils oberste Schichte bis zu einem gewissen Grade bereits gefaltet, wenn sie durch eine noch gänzlich ungefaltete Neuschneedecke dauernd verhüllt wird. Zwischen den beiden unmittelbar untereinanderliegenden Schichten ist demnach ein Faltungsunterschied vorhanden, der auch in Zukunft fortbestehen bleibt. Da die beiden in Betracht gezogenen Schichten gegenüber den andern keine Ausnahmestellung einnehmen, können wir einen zweiten allgemein gültigen Satz aussprechen: In talabwärts sich verengenden Firnfeldern nimmt die Faltung an jeder Stelle in vertikaler Richtung abwärts von einer Schicht zur andern bis zum Untergrund zu.

Im Zusammenhalt der vorstehend gesperrt gedruckten zwei Sätze ergibt sich, daß im Firnfeld das Maximum der Faltung vertikal unter der Firnlinie am Grunde des Gletschers liegt. Vom hohen dort herrschenden Faltungsgrade erhalten wir eine Vorstellung, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß an dieser Stelle die Schichten mit ihrem rückwärtigen Ende das Firnfeld verlassen, und daß dieses Ende einst gleiche Breite mit dem oberen Firnfeldrand hatte, nun aber auf die

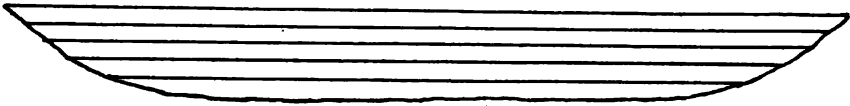
verhältnismäßig sehr geringe Breite des Abflusses aus dem Firnfeld zusammengeschoben ist.

Die Größe des Faltungsunterschiedes von Schicht zu Schicht hängt nach dem Gesagten von dem Grade der Faltung ab, den jede Schichte erreicht, solange sie im Firnfeld obenauf liegt. Auf Grund unserer früheren Untersuchungen ist dieser Faltungsgrad um so größer, eine je schmälere Stelle des Firnfeldes in Betracht gezogen wird, je rascher sich das Firnfeld verengt, je größer die Geschwindigkeit des Eises ist und je längere Zeit die oberste Schichte unbedeckt bleibt. Wenngleich wir in jeder Hinsicht die in der Natur im allgemeinen vorkommenden günstigsten Bedingungen für die Faltung der obersten Schichte voraussetzen, ja, wenn wir sogar darüber hinausgehen, indem wir annehmen, die oberste Schichte bleibe ein ganzes Jahr lang unbedeckt, so kann doch der von dieser Schichte erreichte Faltungsgrad nur äußerst gering sein. Denn wegen der unter allen Umständen langsamen Bewegung des Eises befindet sich die oberste Schichte auch nach Ablauf eines ganzen Jahres an keiner merklich engeren Stelle des Firnbeckens wie am Beginne dieses Jahres. Ja selbst nach einer Reihe von Jahren ist aus ähnlichem Grunde die Faltung der Schichte noch recht unbedeutend. Wir bemerken darum auch an ziemlich alten Schichten, die in größerem Abstände unter der Firnoberfläche an Kluftwänden austreichen, immer noch keine Faltung. Mit einer so außerordentlich geringen Steigerung der Faltung in vertikaler Richtung abwärts ist die hochentwickelte Faltung, die wir der untersten Schichte vertikal unter der Firnlinie zuerkennen mußten, nicht vereinbar, obwohl sich unter der Firnlinie das Maximum der Schichtenzahl findet. Eine einfache Überlegung scheint mir eine befriedigende Lösung zu geben.

Die Abbildung 4 stelle einen breiten Querschnitt in der Nähe des oberen Firnrandes vor und für kurze Zeit sei angenommen, die eingezeichneten Schichten seien ungefalt. Beim Talabwärtswandern gelangt dieses Eisprofil an schmälere Stellen des Firnfeldes. Die Schichten werden darum von beiden Seiten her zusammengeschoben. Dabei verlieren die unteren, weil von vornherein schmälere Schichten verhältnismäßig mehr an Breite. Sie werden somit stärker gefaltet als die oberen Schichten. Also allein durch die Bewegung in einem sich verschmälernden Bette werden die Schichten einer bisher ungefalteten Eismasse derart in Falten geworfen, daß der Faltungsgrad in vertikaler Richtung abwärts von Schicht zu Schicht zunimmt. Ist die Eismasse in solcher Weise schon etwas gefaltet, dann wird der

Faltungsunterschied von Schicht zu Schicht vergrößert, und zwar um so mehr, je länger der zurückgelegte Weg ist.

Das Querprofil an der Firnlinie ist nicht einheitlichen Alters; denn während es sich vom oberen Firnfeldrand seinem jetzigen Platze näherte, wuchs es bei jedem Schneefall in die Höhe. Seine obersten Schichten sind also außerordentlich jung und haben darum, trotzdem sie die größte Geschwindigkeit besitzen, den kürzesten, kaum nennenswerten Weg zurückgelegt. Die um vieles älteren Schichten in der halben Profilhöhe haben einen Weg hinter sich, der ungefähr der halben Länge des Firnfeldes gleich ist, während endlich die untersten Schichten, trotzdem sie die kleinste Geschwindigkeit besitzen, wegen ihres hohen Alters schon das ganze Firnfeld durchmessen konnten. — Im obersten Teile des Querprofils ist daher der Faltungsunterschied von einer Schichte zur andern außerordentlich klein, im mittleren Teile schon recht bedeutsam, im untersten Teil erreicht er aber seinen Höchstwert. Zwischen diesen drei Orten finden entsprechende Übergänge statt. Die Faltung der Schichtung nimmt also in vertikaler Richtung abwärts gewissermaßen nach einer geometrischen Progression



Abbild 4. Querschnitt durch ein Firnfeld nahe seinem oberen Rande mit ungefalteter gedachter Schichtung.

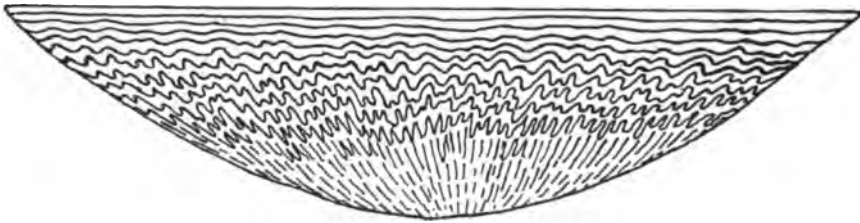
zu: oben sehr langsam, unten rasch. Das macht es begreiflich, daß an der Firnlinie unter den oberen Schichten, die eine Zunahme der Faltung nach unten fast gar nicht erkennen lassen, in den Tiefen am Grunde dennoch sehr stark gefaltete, ja vielleicht sogar schon geblätterte Schichten liegen.

Meine Vorstellung vom Querschnitt an der Firnlinie habe ich in Abbildung 5 durch eine schematische Zeichnung wiedergegeben. Ich betone, diese Vorstellung ist an ein Firnbecken geknüpft, das sich, ähnlich wie das westlichste Teilbecken des Obersulzbachgletschers, talabwärts stark verschmälert.

Nicht zu vergessen ist eines Umstandes, der auf die Faltung der tieferliegenden Schichten Einfluß nimmt. Diese Schichten sind durch die überlagernden Eismassen einem hohen Druck ausgesetzt, der bewirkt, daß an den Grenzen der Gletscherkörner, aus welchen das Gletschereis besteht, eine Erweichung und in geringem Grade sogar

Schmelzung des Eises stattfindet. Dadurch wird der gegenseitige Zusammenhang der Gletscherkörner und Schichten gelockert, was die Schichten biegsamer und dem seitlichen Drucke nachgiebiger macht. Je tiefer also eine Schicht liegt, in umso zahlreichere, wenn auch kleinere Falten wird sie zusammengeschoben.

Betreten wird das Gebiet unterhalb der Firnlinie. Die Oberfläche des Schmelzgebietes wird Jahr für Jahr durch Abschmelzung erniedrigt. Auf ihr müssen daher, wenn das Querprofil Abb. 5 den wirklichen Verhältnissen entspricht, von der Firnlinie abwärts zuerst ungefaltete, dann immer stärker gefaltete Schichten austreichen, bis zuletzt die Blätterung zum Vorschein kommt. Die Beobachtungen auf dem Obersulzbachgletscher lassen diese Forderung erfüllt erscheinen. Ich erkenne in diesem Umstande einen Beweis für die richtige Zeichnung der Abbildung 5.



Abbild 5. Übergang der Firnschichtung in die Blätterung im Querschnitte an der Firnlinie eines Gletschers.

Manche unserer Alpengletscher erfahren wie der Obersulzbachgletscher auch noch unterhalb der Firnlinie eine starke Verengung ihres Strombettes. In solchem Falle nimmt die Faltung und Verwandlung der Schichtung in Blätterung im Schmelzgebiete ungestörten Fortgang. Der an der Sohle liegende geblätterte Teil des Eisstromes wird rasch mächtiger, während gleichzeitig die Gletscheroberfläche durch Abschmelzung erniedrigt wird. Beides zusammen bewirkt, daß auf der Oberfläche solcher Gletscher die Blätterung schon in verhältnismäßig kleiner Entfernung von der Firnlinie zutage tritt, besonders, wenn wie beim Obersulzbachgletscher starke Zerklüftung die Abschmelzung begünstigt. Der Hintereisferner in Tirol ist ein Gletscher mit mäßiger Verengung seines Firn- und Zungenbettes. Dementsprechend erscheint auf diesem Gletscher die Blätterung erst weitab von der Firnlinie. Der östliche Teil der Übergossenen Alm (Salzburger Kalkalpen) erfährt weder im Firn- noch im Schmelzgebiete wesentliche

seitliche Pressungen. Wir treffen daher die von uns beschriebene Blätterung nicht einmal am untersten Rande der Osthälfte dieses Gletschers.

Die großen Inlandeismassen Grönlands und der Antarktis strömen nach allen Seiten auseinander. Seitliche Drucke in ihnen sind ausgeschlossen. Ihre Schichtung bleibt daher ungefaltet. Das wurde von den Südpolarforschern dort beobachtet, wo sich von dem im Meere liegenden Inlandeisrand die tafelförmigen Eisberge loslösen. In Grönland findet das Inlandeis den Weg zum Meere zumeist nur in Form von Eisströmen, welche das Küstengebirge in Fjordtälern durchbrechen. Den Übertritt des weitgedehnten Inlandeises in die engen Fjorde vermitteln Sammeltrichter, an die sich die Fjorde anschließen. (Man sehe die Karte 2 der Karajakeisströme in: v. Drygalski, Grönland-Expedition. Berlin 1897. I. Bd.) In diesen Trichtern erfährt das eintretende Inlandeis ganz außerordentlich hohe, sich steigernde seitliche Drucke, durch welche die Schichtung genau in derselben Weise wie in unseren Alpengletschern in Blätterung verwandelt wird.

Welche Gestaltung der Untergrund des Inlandeises hat, wissen wir nicht. Ist er durch Berge, Täler und Ebenen gegliedert, so können sich die tieferliegenden Inlandeismassen nicht wie die oberen unabhängig von den Bodenformen bewegen, sondern sie werden durch die Berge von der allgemeinen Bewegungsrichtung abgelenkt und müssen den Tälern folgen. Beim Eintritt des Eises in solche Täler findet natürlich auch Faltung und Blätterung statt. Es ist darum das über die Struktur des Inlandeises oben Gesagte dahin einzuschränken, daß bei unebenem Boden die unteren Partien des Inlandeises gefaltet und geblättert sind.

Faltung und Blätterung wird im Gletschereise auch noch hervorgerufen, wenn sich die Bewegung des geschichteten Eises nach vorne verlangsamt. Diese Art der Blätterbildung habe ich bereits in einer früheren Schrift (Eis- und Gletscherstudien, Neues Jahrbuch für Min. Geolog. Beilageband XVIII 1903, S. 110—111) besprochen. Ich komme hier nicht ausführlicher darauf zurück, weil die auf solche Weise erfolgte Blätterbildung in Gletschern vom Typus des Obersulzbachgletschers nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Über Rückzugsmoränen in Norwegen.

Von Fritz Macháček in Wien.

Über die Grenzen der letzten Hauptvergletscherung in Norwegen sind wir gegenwärtig nur unvollkommen unterrichtet. Nach Westen zu dürfte das Eis über die heutige Westküste des Landes nicht viel hinausgegangen und damals bereits seine Individualisierung in Eisströme, die den alten Tallinien und Fjorden folgten, eingetreten sein. Gegen Süden scheint das Eis an den tiefen Rinnen des Skagerrak Halt gemacht zu haben, so daß (nach Jessen, vgl. diese Zeitschr. II, 74) dem letzten baltischen Eisstrom in Dänemark kein Eis aus Norwegen mehr zufloß. Ungefähr gleichzeitig mit dem Beginn des Rückzuges begann auch die spätglaziale Yoldiensenkung, die sich am stärksten längs einer NE—SW streichenden Achse äußerte. Der frühesten Phase dieser Spätglazialzeit müssen die „Raer“ genannten Endmoränenwälle angehören, die früher, namentlich von de Geer, als die äußersten Endmoränen der letzten Eiszeit angesehen wurden. Sie lassen sich von der Südspitze Norwegens parallel zur Küste und teilweise unter dem Meeresspiegel gelegen, in nordöstlicher Richtung bis Horten verfolgen, kreuzen hier als breite Zone den Christianiafjord hinüber nach Moss und gehen südöstlich durch Smaalene und über Frederikshald nach Schweden hinein¹⁾. Das Moränenmaterial ist in marine Tone mit arktischer Fauna hineingepreßt und diese unter Moränen begraben; erst unter den innersten Raer bei Aas und Nordby kommen auch südlichere Arten neben den rein arktischen vor. Auch an der Westküste Norwegens finden sich solche submarin abgelagerte Moränen vergesellschaftet mit marinen Tonen arktischen Charakters; so in Jæderen, bei Karmøyen, Bergen und Dale. In allen Fällen bedeuten diese Moränen ein neuerliches Vorrücken des Eisrandes, also eine

¹⁾ Über die „Raer“ vgl. namentlich Brøgger, Om de sennglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. Norg. geol. Undersøg. for 1900, No. 31 und Bjørlykke, Om raernes bygning. Ebda. for 1905, No. 43. — II.

Schwankung kurz nach dem Maximum der letzten Hauptvergletscherung¹⁾.

Während des weiteren Rückzugs des Eises dauerte die Senkung des Landes an und erreichte ihr Maximum, als der Eisrand an einer Linie stand, die durch die untern Enden der großen südnorwegischen Seen, Mjøsen, Randsfjord, Spirillen, Krøderen und Tinnsjø bestimmt ist, die von großen Endmoränenwällen umspannt sind. Aber auch zwischen den Raermoränen und dem Mjøsensee hat man noch drei große Doppelmoränen zu überschreiten, die Aas-, Aker- und limnoglaziale Stufe, die von Øyen als Oszillationsmoränen aufgefaßt werden²⁾. Auch viele der großen Talseen des westlichen Norwegens nahe den innersten Winkeln der Fjorde werden von Endmoränen umspannt. Helland³⁾ beschrieb sie vom Sandven-, Graven- und Eidfjordvand (Hardanger), vom Vasbygdvand (Voss), Aardalsvand (Sogn), Bredheims-, Olden-, Loen-, Stryn- und Hornindalsvand (Nordfjord) und es scheinen diese Endmoränen denen der Seen des südlichen Norwegens gleichaltrig zu sein, weshalb A. M. Hansen dieses Stadium, das jedenfalls einem längeren Stillstand des Eisrandes entspricht, als Indsjø (= Binnensee-)stadium bezeichnete. Allen diesen Vorkommnissen ist gemeinsam, daß ihre Endmoränen seewärts in die ältesten, 100—200 m hohen Terrassen übergehen, die am Schluß der epiglazialen Senkung oder zu Beginn der postglazialen Hebung noch im Meere abgelagert wurden und neben arktischen Formen auch schon mehrfach südlichere enthalten. Zu dieser Zeit war das Innere Norwegens noch von Eis hoch hinauf erfüllt, aus dem die höheren Partien als Nunatakr aufragten und das eine Art Zwischenstellung zwischen einem Inlandeis und einem Eisstromnetz einnahm; in die heutigen Fjorde kalbten seine Ausläufer ähnlich denen des grönländischen Binneneises. Es hat nun allen Anschein, als ob dieses epiglaziale Stadium Norwegens mit dem Bühlstadium der Alpengletscher parallelisiert werden könnte. Brøgger schätzte den Zeitraum, der seit dem Maximum der epiglazialen Senkung, also auch seit dem Stillstand des Eises an den genannten großen Seen verflossen ist, auf etwa 18600 Jahre⁴⁾; fast ebensoviel erhält man für die Zeit seit dem Beginn des Rückzugs des Bühl-

¹⁾ Eine ähnliche Schwankung läßt sich nach Mitteilungen von V. Madsen auch im dänischen Quartär nachweisen; sollte sie mit der Laufen-Schwankung des Inn- und Salzachgletschers identisch sein?

²⁾ Diese Zeitschrift I, 61.

³⁾ Quarterly journal of geology, 1877, XXXIII, S. 142.

⁴⁾ Norges geol. Undersøg. No. 41, 1905; vgl. diese Zeitschr. I. 361.

stadiums nach den Schätzungen von Nüesch und Penck für das Alter der paläolithischen Station Schweizersbild¹⁾). Auch die klimatischen Verhältnisse der beiden Stadien zeigen eine gute Übereinstimmung; denn es ist das Bühlstadium das letzte Stadium, in dem das Klima der Schweiz noch so kalt gewesen sein kann, als es der Fauna zur Zeit des Maximums der epiglazialen Senkung in Norwegen entspricht, und es bedeuten beide Stadien unzweifelhaft die bedeutendste Oszillation im Rückzug der letzten Vergletscherung. Ob aber dem Binnenseestadium in Norwegen eine wärmere Interstadialzeit und somit ein bedeutenderer Rückzug des Eises, der Achenschwankung der Alpengletscher entsprechend, vorangegangen ist und diese Endmoränen einen neuerlichen Vorstoß anzeigen, läßt sich aus der Fauna der spätglazialen Eismeertone noch nicht mit Sicherheit schließen.

Die Vereisung Norwegens zur Zeit des epiglazialen Stadiums entspricht ungefähr dem heutigen Ausmaß der Vergletscherung in Grönland oder sie war etwas intensiver als diese. Nun liegt heute an der Westküste Grönlands in 71° Br. die Schneegrenze etwa 900 m hoch; man wird sie daher mit einiger Wahrscheinlichkeit für das epiglaziale Stadium Norwegens in einer Mittelbreite von 60° N zu 800 m ansetzen dürfen.

Aus dem Innern des Gebirges sind zwar schon mehrfach postglaziale Endmoränen erwähnt und beschrieben worden, doch haben sie bisher keine systematische Bearbeitung erfahren. Øyen²⁾ zählt einige Fälle von Wechsellagerung von Moränen und geschichteten Sanden und Tonen auf, aus denen aber keine sichere Vorstellung von einem bestimmten Stadium im Rückzug der Vergletscherung sich ergibt. Während eines solchen muß sich auch für Jotunheim der Übergang von einer Kontinentalvergletscherung zum sog. nordischen Typus vollzogen haben, so daß dann hier vier Eisströme sich deutlich schieden, der Leirdalsbræ, Visdalsbræ, Storaadalsbræ und Utladalsbræ; doch ist die Lage der zugehörigen Endmoränen nicht bekannt. Wichtiger sind nach dieser Richtung die Beobachtungen von Rekstad im Gudbrandsdal³⁾). In diesem trifft man vom Mjøsensee aufwärts gehend die ersten deutlichen Endmoränen bei Sandbo unterhalb Otta

¹⁾ Alpen im Eiszeitalter, S. 426. Ebenso findet Brückner unter Verwertung der Heimschen Messungen, daß am Vierwaldstätter See seit dem Bühlstadium rund 16000 Jahre verflossen sind. Ebenda S. 543.

²⁾ Bidrag til Jotunfjeldenes glazialgeologi (Nyt Mag. f. Nat. Vid. 1897, XXXVI S. 13).

³⁾ Mærker efter istiden (Arch. f. Math. og Nat. Vid. XVIII, 1896, No. 6). Die Moränen des Gudbrandsdal wurden von mir 1906 besucht.

in 280 m Höhe, die einen etwa 900 m langen Wall senkrecht zur Talrichtung bilden und vorwiegend aus Oberflächenmaterial bestehen. Weiter aufwärts treten Endmoränen gegenüber Laurgaard auf, die sich in einem rechten Seitental bis Vaagerusten hineinziehen. Sie gehören einem Gletscher des Ottadal an, von dem ein Arm über einen niedrigen Sattel ins Laagental (Gudbrandsdal) hinübergepreßt wurde. Der Hauptarm des Ottagletschers, der weit mächtiger war als der des Laagentales, mit dem er sich vereinigte, hat seine gleichzeitige Endmoräne wenig oberhalb der Mündung des Tales bei Dale zurückgelassen. Der Gletscher des Hedals schließlich, das unterhalb Sandbo in das Laagental mündet, hat ebenda bei Kolloen eine sichtlich gleichaltrige Endmoräne abgelagert. Ein Seitenarm überschritt eine Wasserscheide nach dem Ottadal bei Lalumsbro, auf der er während einer Zeit des Stillstandes seine Endmoräne zurückließ. Im Haupttal aufwärts trifft man dann noch mehrfach Ufermoränen und die Strandterrassen eines glazialen Stausees, ferner eine Endmoräne vor dem Ausgang des Lordals. Das bedeutendste Moränengebiet aber liegt nahe der Wasserscheide gegen das Raumadal; es beginnt oberhalb von Holsæt und reicht 16 km lang bis über die Mitte des Lesjekogsvand auf der Paßhöhe in 630 m. Hier reiht sich Moränenhügel an Moränenhügel; alle die kleinen Inseln im See sind Moränen. Nach der Richtung der Schrammen und der Herkunft des Moränenmaterials und der erratischen Blöcke erhalten wir die Vorstellung eines Eisstromes, der aus den zentralsten Teilen des Gebirges kommend, zuerst den vorgezeichneten Tiefenlinien folgte und sich im Gudbrandsdal hammerförmig spaltete, so daß ein Arm der Talrichtung folgend nach S abfloß, der andere talaufwärts bis an die Wasserscheide reichte. Die damalige Gletscherscheide im Gudbrandsdal lag etwa bei Dombås halbwegs zwischen den Kirchen Dovre und Lesje. Jedenfalls aber gehören die Endmoränen von Kolloen, Sandbo, Dale, Lalumsbro, Ullsvold-Vaagerusten und von Lesjeværk einem und demselben Rückzugsstadium an, das dem epiglazialen folgte. Damals hatte sich die Vergletscherung bereits in einzelne Zentren aufgelöst, aber noch Talgletscher von 50 und mehr km Zungenlänge gebildet. Eine nähere Bestimmung der Schneegrenze für dieses Stadium läßt sich kaum durchführen; sie mag im oberen Gudbrandsdal bei 1000 m gelegen haben.

Zur Zeit, als der Gletscher im Gudbrandsdal bei Øier (17 km oberhalb Lillehammer) endete, reichte ein Gletscher aus dem Gausdal bis zu dessen Mündung in das Haupttal; seine Moränen, zum Teil

in dem damals höher stehenden Mjøsensee abgelagert, liegen bei Faaberg in 175 m Höhe¹⁾; doch scheint es sich in beiden Fällen nicht um Endmoränen eines längeren Stillstandes zu handeln. Hingegen beweisen mächtige Moränenhügel zwischen Østre-Gausdal und Aulstad einen längeren Stand des Gausdalgletschers (20—25 km oberhalb der Mündung in das Laagental), während gleichzeitig der Gletscher aus dem westlichen Gausdal bei Nykirke stand. Im Espedal aufwärts beobachtete Rekstad eine schön entwickelte Endmoräne zwischen dem Espedalsvand und dem Bredsjø. — Im Vinstratal befindet sich eine Moränenlandschaft am Westabhang des Skalfjeld; weitere Moränenmassen liegen am kleinen Aakrevand und setzen sich bis ins Sikkilsdal fort, wo eine Reihe kleiner Endmoränen vorliegt; die aus dem Tal des Gjendesees im Sjoatal abfließenden Eismassen entsendeten hier einen Arm nach Osten durch das Sikkilsdal zum Vinstratal, dem die erwähnten Endmoränen angehören. Mit ihnen sind wahrscheinlich die Endmoränen gleichaltrig, die im Sjoadal bei Randsværk auftreten. Eine Parallelisierung dieser Vorkommnisse mit denen im Gudbrandsdal läßt sich schwer durchführen; am ehesten scheinen die Moränen am Espedalsvand denen des Laagentals bei Sandbo und Lesjeværk zu entsprechen, während die letztgenannten einem jüngeren Rückzugsstadium angehören.

Auf meinen morphologischen Studien gewidmeten Bereisungen des norwegischen Hochgebirges 1904 und 1906 konnte ich überdies folgende Beobachtungen über Rückzugsmoränen anstellen:

1. Das bei Heen in den Isfjord, den östlichsten Arm des Romsdalfjords, mündende Grutlatal ist durch Endmoränen verbaut, die etwa 200 m hoch liegen. In seinem, zum Nordabfall des Romsdalsborns führenden Seitental, dem Vengedal, treten dann wieder Endmoränen in ca. 760 m Meereshöhe auf. Da nun weiter aufwärts ein kleines, sichtlich erst seit dem letzten Gletscherhochstand eisfrei gewordenen Kar sich öffnet, müssen diese Endmoränen einem letzten postglazialen Stadium angehören, als die Schneegrenze hier etwa 1000—1100 m hoch lag, das ist etwa 200 m tiefer als heute²⁾. Dann könnte man die Moränen oberhalb Heen einem nächst älteren Stadium zuweisen.

¹⁾ Rekstad, Marker efter Istiden II. (Arch. f. Math. og Nat. Vid. XX, 1898, No. 10.)

²⁾ Hansen (Snegrænsen i Norge. Det nor. geogr. selsk. Aarbog 1901) setzt die Schneegrenze am oberen Romsdalsfjord zu 1200 m an; seine Angaben sind stets etwas niedriger als die von Richter (Geogr. Zeitschr. 1896, S. 305) für die klimatische Schneegrenze ermittelten Werte.

2. Auf der Wasserscheide zwischen Norangdal und Nebbedal (Søndmør) läßt sich sehr deutlich das Bett eines alten Gletschers rekonstruieren, der von Kviteggen (1700 m) herabkam. Mit Buschwerk bekleidete Ufermoränen schließen sich, durch die Straße mehrfach aufgeschlossen, auf der Wasserscheide bei Fibelstad-Haugen zu einem Endmoränenwall zusammen; ihr tiefster Punkt liegt in 350 m Höhe. Auch hier ist ein jüngeres Stadium nicht zu finden; denn die Ausdehnung des heutigen kleinen Gletschers, der bis 930 m herabreicht, zur Zeit seines letzten Hochstandes ist an den frischen Schliffflächen gut erkennbar. Sicherlich liegt hier die Schneegrenze heute nicht über 1300 m; denn an den Ufern des Hjørundfjords tragen Gipfel mit wenig über 1400 m Höhe, wie das Jønshorn (1440 m) in Ostexposition schon kleine Gletscher. Für den alten, bis zur Paßhöhe herabreichenden Gletscher ergibt sich aus der Höhe des alten Gletscherendes und der mittlern Höhe der Umrahmung eine Schneegrenzhöhe von etwa 1000 m. Ungefähr 2 km vor seinem Ausgang bei Øie ist das Norangsdal von einer großen Moräne gekreuzt, die sich in mehrere parallele Wälle auflöst und eine wahre Endmoränenlandschaft bildet. Sie ist jedenfalls älter als die eben beschriebene der Paßhöhe, aber wohl auch jünger als die mit den ältesten Terrassen zusammenhängende Moräne des epiglazialen Stadiums, die 5 km weiter abwärts den Norangsfjord zwischen den Höfen Stemms und Modde kreuzt¹⁾, so daß hier drei Stadien zu unterscheiden wären. Eine Bestimmung der Schneegrenze für diese bis tief ins Haupttal herabsteigenden Talgletscher ist wohl kaum durchführbar.

3. Das gegen den Gjendesee im südlichen Jotunheim mündende Memurudal ist nahe seinem Ausgang von mächtigen Ufermoränen begleitet, und unmittelbar an der Mündung seines Baches in den See in 1000 m Höhe treten Hügel mit Endmoränencharakter auf. Das heutige Ende des Memurubræ liegt in 1370 m, die Schneegrenze dieses einfachen Gehängegletschers bei 1900 m. Eine Tieferlegung der Schneegrenze um 2—300 m wäre wohl imstande, das Gletscherende um 5—600 m herabzurücken.

4. Bei Grotli, der bekannten Skydsstation an der Abzweigung der Straße nach dem Nordfjord, tritt ein Gewirr von Moränenhügeln auf, die am obern Ende des Vuluvand, 5 km von Grotli, in etwa 800 m Höhe das sich hier verengende Tal queren. Der nächste

¹⁾ Helland, Jordbunden i Romsdals Amt, Norges geol. Undersøg. 1895, No. 18, S. 51.

Gletscher im Ottadal ist der Skjæringsdalbræ, dessen Ende oberhalb des Djupvand in 1200 m Höhe liegt. Die Länge des Tales vom Djupvand bis zu den Moränen bei Grotli beträgt aber 30 km. Denkt man sich hier die Schneegrenze, die bei Nordexposition bei 13—1400 m Höhe liegt, um 300 m erniedrigt, so gerät die ganze Umrahmung des Ottåtales bei Bergeshöhen von rund 1500 m in die Firnregion und könnte dem Gletscher des Haupttales Nahrung zuführen. Es ist daher immerhin möglich, daß die Moränen von Grotli einem letzten Rückzugsstadium angehören, um so mehr als weiter oberhalb bis zum Djupvand keine Endmoränen mehr zu beobachten sind.

Aus dem Gesagten geht mit Sicherheit bloß hervor die Existenz eines epiglazialen Stadiums, das mit dem Bühlstadium der Alpengletscher parallelisiert werden kann, und eines tief im Gebirge vor den rezenten Moränen gelegenen Rückzugsstadiums, das eine Depression der Schneegrenze um etwa 2—300 m unter die heutige anzeigt und vielleicht dem Daunstadium der Alpengletscher an die Seite gestellt werden kann. Unsicher bleibt es, ob die Endmoränen im Gudbrandsdal und in den Tälern des östlichen Jotunheim sich in ein oder mehrere Stadien zwischen den eben genannten einreihen lassen, unsicher auch, ob diese nur Etappen des ununterbrochenen Rückzuges oder neuerliche Vorstöße bedeuten. Von besonderem Interesse wäre eine Antwort auf die Frage, in welcher Weise die wärmere Litorina-Tapeszeit in der Geschichte des Rückzuges der Vergletscherung unterzubringen ist. Nach den Schätzungen über die relative Dauer der seit dem Beginn der Litorinasenkung verflossenen Zeit im Verhältnis zu dem ganzen Zeitraum seit Beginn der postglazialen Hebung könnte man die wärmere Zwischenzeit vor die Ablagerung der jüngsten postglazialen Moränen (= Daunstadium?) setzen, so daß diese wie in den Alpen einen nochmaligen Vorstoß anzeigen würden.

Kleinere Mitteilungen.

W. Kilian über Glazialerosion und Übertiefung. Im August 1906 tagte zu Lyon die *Association française pour l'avancement des Sciences* und behandelte in einer gemeinsamen Sitzung der geologischen und der geographischen Sektion die Frage der Glazialerosion. Hierbei hielt W. Kilian einen bemerkenswerten Vortrag, betitelt „L'érosion glaciaire et la formation des terrasses“, in dem er seine schon früher geäußerten Anschauungen über die Frage der Übertiefung und Glazialerosion übersichtlich und prägnant zusammenfaßte und ergänzte. Wir möchten hier den wesentlichen Inhalt des Vortrages, der in der Zeitschrift *La Géographie*, Band XIV (1906) S. 261—274 zum Abdruck gekommen ist, wiedergeben, um die Stellung unseres ausgezeichneten Grenobler Kollegen den Lesern dieser Zeitschrift klarzulegen.

Der Formenschatz der Alpentäler ist überaus komplex. Rinnendes Wasser hat in präglazialer Zeit an ihrer Schaffung und Ausgestaltung gearbeitet; später folgten in mehrfachem Wechsel Eis- und Gletscherwirkungen in den Eiszeiten und Flußwirkungen in den Interglazialzeiten und in den Interstadialzeiten sowie in der Postglazialzeit. Alle drei Ereignisse haben ihre Spuren im Formenschatz der Alpentäler hinterlassen und die Frage ist: welche Züge sind der einen Gruppe von Wirkungen, welche der andern zuzuschreiben?

Betrachtet man ein größeres Alpental, so treten uns in demselben deutlich nach der Höhe geordnet, morphologisch verschiedene Zonen entgegen:

1. Ganz oben die schroffen Gipfel mit ihren Wänden, umfassend eine Zone, die sichtlich der mechanischen Verwitterung und dem Absturz ihre Formen verdankt.
2. Durch eine deutliche Grenzlinie von ihr geschieden, folgt nach unten am Gehänge eine breite Zone mit sehr viel geringeren Böschungen und sanfteren Formen, die mehr oder minder durch Gletscherschliff gerundet sind.
3. Unterhalb dieser Zone folgt wieder eine Zone mit steilen Böschungen, Wänden und Schluchten, wie sie die tiefere Region der Täler auszeichnen. Die Grenze zwischen der mittleren gerundbuckelten Zone und der unteren mit ihren steilen Gehängen markiert sich meist in einem deutlich sichtbaren Gehängeknick.

Die Anordnung dieser drei Zonen übereinander erweckt im Beschauer den Eindruck einer sukzessiven Eintiefung des Tales. Wie Kilian sich diese sukzessive Eintiefung zustande gekommen denkt, lehren am besten die umstehenden schematischen Talprofile, die wir seiner Abhandlung entlehnen.

Figur 1 zeigt den präglazialen Zustand des Tales. Der Querschnitt ist breit offen; in der Mitte fließt der Hauptfluß; von den nur sanft geböschten Gehängen kommen ihm Zuflüsse zu (in der Figur durch Pfeile angedeutet), deren Einzugsgebiete bestimmt sind, die ersten Firnfelder zu sammeln.

Eine Vergletscherung tritt ein (Fig. 2) und erfüllt das Tal, sich genau dem ursprünglichen Talsystem einfügend. An den Gehängen werden Ufermoränen (*Mor.*) abgesetzt und über die ganze unter dem Eis liegende Taloberfläche wird Grundmoräne hinweggeschleppt und so die Rundbuckelformen geschaffen. Auch die Einzugsgebiete der Nebenflüsse werden glazial umgestaltet. Eine wesentliche Vertiefung durch den Gletscher nimmt Kilian nicht an. Talabwärts erfolgt Absatz der großen Endmoränen und Glazialschotter.

In Fig. 3 ist die Vergletscherung gerade geschwunden und hat das Tal bedeckt mit einer mehr oder minder mächtigen Lage von Moränen zurückgelassen. Flußwirkung macht sich in dem vom Eis verlassenen Gebiete geltend.

Fig. 4 soll die Entstehung der Übertiefung während einer Interglazialzeit erklären. Der Hauptfluß schneidet rasch in die Tiefe, ohne daß die Nebenflüsse und die Abböschung der Gehänge damit Schritt zu halten vermögen. Es entsteht ein verhältnismäßig schmales Erosionstal, zu dessen Tiefen die Seitenbäche (vgl. die Pfeile) steil in Stufen von den Resten der alten Taloberfläche herabstürzen.

Die weitere Ausgestaltung des fluviatilen Tales zum Taltrog (Fig. 5) wird einem späteren Gletscherstadium (Rekurrenzstadium) zugeschrieben, das im wesentlichen auf das junge übertiefte Tal beschränkt blieb und die Terrassen, die als Reste der alten Taloberfläche stehen geblieben sind, nicht bedeckte. Durch dieses Stadium wurde das mehr enge fluviatile Tal ausgeweitet und glazial umgestaltet, so daß sein Querschnitt in die Form der gestrichelten Kurve übergeführt wurde. Die Stufenmündungen der Seitentäler aber blieben erhalten, weil der im Haupttal liegende Gletscher ein Einschneiden der Seitenbäche nicht gestattete.

Beim definitiven Rückzug des Eises wurde dann der Boden des Taltroges zum Teil mit fluvioglacialen Ablagerungen und weiter aufwärts mit Rückzugsmoränen bedeckt und so erhöht (Fig. 6). In Wasserfällen stürzen die Seitenbäche über den Rand des Troges zum Hauptfluß herab.

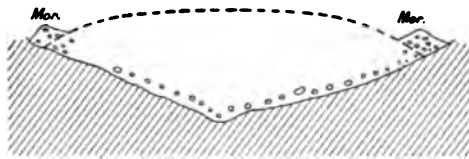
Allmählich aber schneiden sie sich in den Trogrand ein und schaffen so die wilden schmalen Schluchten oder Klammern, in denen wir heute die Seitenflüsse das Niveau des Hauptflusses gewinnen sehen. Fig. 7 zeichnet

diese Verhältnisse. Die Pfeile geben wieder die Nebenflüsse an, das gekreuzte Liniennetz die Wandungen der Schluchten, an deren Ausgang sich Schuttkegel in das Haupttal hinausbauen.

Modifikationen erleidet dieses Schema gelegentlich dadurch, daß mehrere Trogränder übereinander sichtbar sind; Kilian möchte diese Erscheinung auf eine fluviatile Übertiefung in verschiedenen Interglazialzeiten zurückführen.



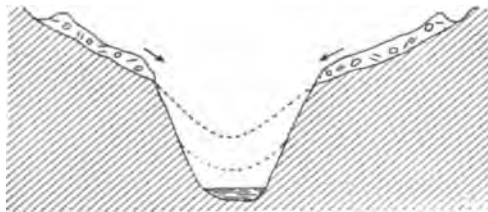
Figur 1. Das Tal in der Präglazialzeit.



Figur 2. Das Tal während der ersten Vergletscherung.



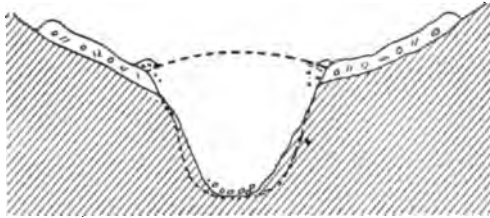
Figur 3. Das Tal gleich nach Schwinden der Vergletscherung, mit Moränen bedeckt.



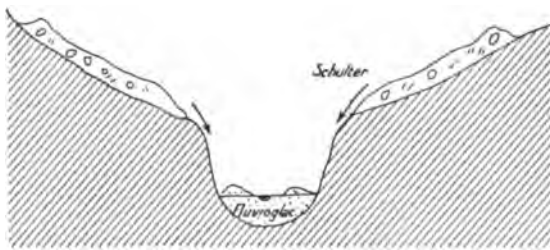
Figur 4. Übertiefung des Haupttales durch Einschneiden des Hauptflusses während einer Interglazialzeit.

Kilian leugnet, wie man sieht, die Wirkung der Gletscher auf die Ausgestaltung der Täler nicht vollständig. Er betont — ganz besonders trat das auch in Gesprächen hervor, die ich bei einem gemeinsamen Aufenthalt im Chamonixtal mit ihm führen konnte — daß Felsbecken, wie man sie so oft in einst vergletscherten Gebieten trifft, das Werk der Gletschererosion sind.

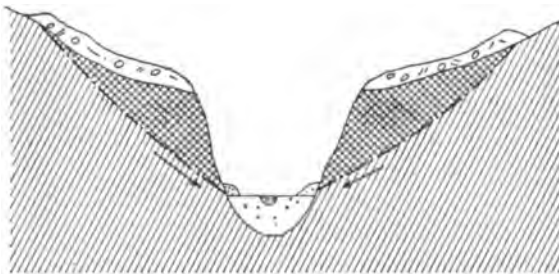
Nur davor schrickt er zurück, den großen Betrag der Übertiefung ganz der Gletschererosion auf Rechnung zu setzen. Das Indietiefeschneiden sollen die Flüsse besorgt haben und nur die Ausweitung des Tales zum Trog soll ein Werk des Gletschers sein.



Figur 5. Ausweitung des in der Interglazialzeit entstandenen übertieften Tales zum Trogtal während einer Rekurrenzphase der Vergletscherung.



Figur 6. Das Tal nach Rückzug des Gletschers der Rekurrenzphase.



Figur 7. Das Tal im heutigen Zustand.

Den Vorgang der Übertiefung möchte er — wenigstens zum Teil — mit eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels, wie sie de Lamothe vertritt, in Zusammenhang bringen. Die durch das Sinken des Meeresspiegels bedingte Senkung der Erosionsbasis soll die Flußerosion belebt haben, die in den Interglazialzeiten allmählich retrograd hinaufgriff. Da sie an den Hauptflüssen am lebhaftesten war, an den kleinen Seitenflüssen weit geringer,

in den obersten Teilen der Täler, in denen auch in der Interglazialzeit noch Firn sich hielt, gleich Null, so erklärt sich die Übertiefung der Haupttäler gegenüber den zurückgebliebenen Nebentälern. Die Stufen markieren also diejenigen Stellen, bis zu denen die retrograde Erosion zurückgegriffen hat.

Die spätere, während des Rekurrenzstadiums erfolgte glaziale Ausgestaltung des übertieften fluviatilen Erosionstales zum Trog denkt sich Kilian zu einem Teil unter Mitwirkung des subglazial fließenden Wassers entsprechend den Darlegungen von J. Brunhes geschehen. Die subglazialen fließenden Wasser sollen durch laterale Erosion bei vielfachen Laufveränderungen den U-förmigen Querschnitt des Tales verursacht haben.

So weit die Ausführungen von Kilian. Sie weichen, wie man sieht, wesentlich von den Anschauungen ab, die Penck und der Berichterstatter in ihrem Werk über die Alpen im Eiszeitalter entwickelt haben, gehen aber doch in der Wertschätzung der Wirkung der Vergletscherungen auf die Formen der Täler sehr viel weiter als etwa Heim.

Ed. Brückner.

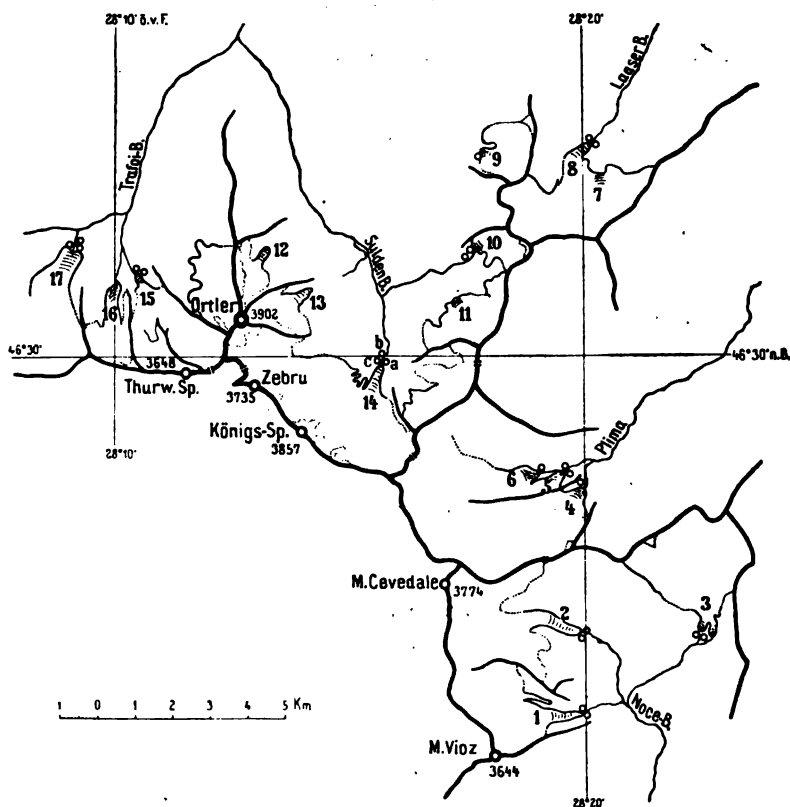
Revision der Gletschermarken im Ortlergebiete in den Jahren 1904 und 1905. Auf Anregung von Prof. Dr. Finsterwalder und mit Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins besuchte ich in den Jahren 1904 und 1905 mit Herrn Karl Döhler die größte Zahl der Ortlergletscher. Unsere Aufgabe bestand darin, die Gletschermarken zu revidieren und durch direkte Messungen die Größe der Bewegungsvorgänge des Eises am Gletscherrande festzustellen. Außerdem nahmen wir sämtliche Zungen mehrfach photogrammetrisch auf, zu welchem letzterem Zwecke uns der Vorstand des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins einen schönen photogrammetrischen Apparat zur Verfügung gestellt hatte. Die von unseren beiden Reisen heimgebrachten 66 Aufnahmen sind in der Vereinsbibliothek und im Wissenschaftlichen Archiv des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins aufbewahrt und tragen alle für eine spätere Nachmessung erforderlichen Angaben. Im nachfolgenden gebe ich eine kurzgedrängte Zusammenfassung der Messungsergebnisse aus beiden Jahren.

Die drei großen Ferner des oberen Val la Mare waren zuletzt von E. Rudel und H. Alt im Jahre 1901 besucht worden, die daselbst jedoch bloß photogrammetrische Aufnahmen gemacht hatten (Mitt. des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1902, No. 22). Die letzten Bandmessungen stammten von Dr. Fritzsch und dem Führer Antonio Veneri (Mitt. des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1900, No. 9).

Die linke Marke vor der *Vedretta rossa* (I) „2. 8. 97“ nebst Pfeil und Markierungskreuz lag 1905 genau 64 m vom Eisrande entfernt. An der rechten Marke „29. 7. 05 ↑“ und Markierungsfleck betrug die Distanz zum Eise 72.5 m. Der Gletscher ist also noch immer im Rückgang begriffen, wie die nachstehende Zusammenstellung recht anschaulich zeigt. Es waren vom Eisrande entfernt

		1898			Rückgang
	2. August 97	(A. Veneri)	24. Juli 99	29. Juli 05	1897—1905
die linke Marke	36 m	50.25 m	ca. 48 m (?)	64.0 m	28.0 m
die rechte Marke	25 m	44.75 m	—	72.5 m	47.5 m ¹
				Mittel	37.8 m.

Die langgestreckte *Vedretta la Mare* (2) war bis 1897 energisch vorgeückt; 1899 fand sie Dr. Fritsch bereits wieder in auffälligem Rückzuge. Die rückläufige Bewegung hält noch jetzt an.



Kartenskizze des Ortlergebietes. 1:200 000.

Infolge ihrer großen Entfernungen vom Eisrande konnten wir die beiden Hauptmarken von 1897 nicht wieder zur Messung benutzen, wohl aber die im Jahre 1899 gesetzten. — Die linke Marke „26. 7. 99“ trägt noch unser Datum „30. 7. 05“, sowie einen neuen Richtungspfeil, da die Hauptaustrittsstelle des Gletscherbaches nach links gerückt ist. Entfernung von der Marke bis zum Gletscher im Jahre 1905: 115.4 m. — Die rechte Marke „26. 7. 99 →“ ist 106.5 m vom Eise entfernt. 84.5 m vor ihr steht

eine neue Marke „30. 7. 05, 22 m \uparrow “. Seit 1899 zeigt die Zunge den folgenden Rückzug:

	Links	Rückgang			
		1899	1905	1899—1905	
Marke „26. 7. 99 und 30. 7. 05“		20 m	115.4 m	95.4 m	Mittel 1899—1905 70.9 m, jährl. Rückgang 11.8 m.
Rechts					
Marke „26. 7. 99“		60 m	106.5 m	46.5 m	
Marke „30. 7. 05, 22 m“		—	22.0 m	—	

Wie die Gletscheroberfläche, so ist auch das ganze gewaltige Moränengebiet ringsum im Niedersinken; schon am Morgen watet man bis an die Knöchel in zähem Grusbrei, der in gewaltiger Menge ausapert. (1 dreiteilige Panorama-Aufnahme.)

An der *Vedretta di Careser* (3) mußten wir neue Marken setzen, da die 97er Marken 1905 vom Eise zu weit entfernt lagen. Die alten 97er Marken wurden aber als Reservemarken aufgefrischt. Sie tragen sämtlich die Bezeichnung „2. 8. 97“ nebst Richtungspfeil, die rechte und mittlere außerdem ein rotes „ \odot “, da wir von ihnen aus den Gletscher zweimal photogrammetrisch aufnahmen. Die neue rechte Marke „30. 7. 05 \uparrow 13 m“ liegt 83.4 m vor der alten rechten Marke auf einem blauen Blocke. Die neue mittlere Marke „12.5 m \uparrow 30. 7. 05“ steht vor dem Tore direkt am Bache, 104.2 m von der alten mittleren Marke entfernt. Die neue linke Marke „25 m \leftarrow 30. 7. 05“ ist angebracht auf einem blauen Blocke vor dem Schliffbuckel, über den der Abfluß der linken Gletscherlappen geht. Sie liegt 57.2 m vor der alten linken Marke.

Seit 1897 gestaltete sich der Rückzug der *Vedretta di Careser* wie folgt:

Distanz zw. Gletscher und				Rückgang	
	2. August 97	27. August 99	30. Juli 05	1897—1905	
rechter Marke v. 1897	35.4 m	47.7 m	96.4 m	61.0 m	Mittel 1899—1905 65.5 m, jährlicher Rückgang 8.2 m.
rechter Marke v. 1905	—	—	13.0 m	—	
mittl. Marke v. 1897	47.0 m	60.0 m	116.7 m	69.7 m	
mittl. Marke v. 1905	—	—	12.5 m	—	
linker Marke v. 1897	16.4 m	31.4 m	82.2 m	65.8 m	
linker Marke v. 1905	—	—	25.0 m	—	

Die drei großen Gletscher des oberen Martelltals besuchten wir nacheinander in den Jahren 1904 und 1905. Der *Fürkeleferner* (4) hat seit 1895 einen kolossalen Verlust an Areal und Volumen erlitten. Er hat sich ganz auf die oberste Stufe des Gehänges zurückgezogen. Von dem linken Zungen-teile, der im Jahre 1895 in wilden Eisstürzen über die Wand herniederging, ist überhaupt nichts mehr zu sehen. Man erhält einen schwachen Begriff von dem gewaltigen Arealverlust, wenn man erwägt, daß die linke Rand-marke, die Dr. Fritzsch 1899 in einer Entfernung von 1 m am links-seitigen Gletscherrande anbrachte, 1901 bereits 69 m, 1904 aber 150 m und

1905 beinahe 200 m vom Eise entfernt war, in allen Fällen quer zur Stromrichtung gemessen (vgl. Mitt. 1900, No. 9 und 1902, No. 22). Die Steilheit des Gehänges verbietet die Anbringung neuer, dem Gletscherende näher gelegener Marken. Die im Jahre 1904 von uns aufgefrischte Marke „b 28. 7. 99 → 12.60 m“, die am 4. August 1904 in einer Entfernung von 171 m von der Zunge entfernt war, fanden wir im folgenden Jahre nicht mehr an der alten Stelle. Sie war vom Bache mit fortgerissen worden. Sicher ist jetzt nur die obenerwähnte linke Randmarke „Gl. R. 1 m“, die auch aufgefrischt wurde.

Der *Zufallferner* (5) ist ebenfalls noch im Zurückschreiten. Vor ihm stehen drei Marken. Die rechte Marke „A“ vom 3. 8. 97, vor der letzten großen Stirnmoräne, hat keinen Richtungspfeil. Es muß von zwei, etwa 5 m dahintergelegenen Meßrichtungsflecken aus über die Marke hinweggemessen werden. Entfernung 1905: 105.6 m. Die rechte Marke „B“ vom 3. 8. 07 liegt ein Stück weiter gegen den Plimabach zu auf einem breiten, graugefärbten Blocke, der in Schutt eingebettet liegt. Entfernung am 1. August 1905: 110.0 m. Die linke Marke „C 15.7 m ↑ 1901“ zeigt an der Nordseite die Markierung „⊙ P₈“ und einen roten Farbfleck, da sie uns als Standort für zwei photogrammetrische Aufnahmen diente. Distanz vom Eise am 1. August 1905: 31.8 m.

Die Bewegung der Zunge seit 1897 verdeutlicht nachstehende Übersicht. Die Entfernung der Marke vom Eisrande betrug bei

Marke	Messungsrichtung	Rückgang					
		1897 Meter	1899 Meter	1901 Meter	1904 Meter	1901 Meter	1904–1905 Meter
A	gegen die rechte Gletscherseite	29.0	31.0	ca. 50.0	98.2	105.6	7.4
B	gegen die Gletschermitte (Tor)	42.5	43.7	—	97.5	110.0	12.5
C	gegen den linken Gletscherteil (quer zur Flußrichtung)	—	—	15.7	31.1	31.8	—
						Mittel 9.9 m.	

Am *Langenferner* (6) liegen alle von Dr. Fritzsche 1897 und 1899 gesetzten Marken (vgl. Mitt. 1900, No. 10) bis auf eine einzige mitten in den reißenden Abflüssen des Gletschers.¹⁾ Wir fanden sie mit Hilfe des Glases wieder, konnten aber nicht zu ihnen gelangen. Wie E. Rudel 1901 (Mitt. 1902, No. 22) mußten auch wir uns mit Nachmessung der einen erreichbaren begnügen, die unterhalb der mächtigen gelben Schliff-

¹⁾ Zur Zeit unseres Besuches am 1. August 1905 bot das zwischen *Langen-* und *Zufallferner* gelegene Staubecken einen interessanten Anblick. Die durch anhaltende Regengüsse stark vergrößerten Gletscherbäche hatten das Becken zu einem großen Teile wieder mit Wasser gefüllt; der untere Teil, also das nach der Barriere und dem *Zufallferner* zu gelegene tiefere Ende, zeigte bereits ein seeartiges Aussehen. Wir nahmen das Seebecken mehrfach photographisch auf; am auffälligsten zeigt sich der Unterschied zwischen 1904 und 1905 bei Vergleich der entsprechenden Bilder von Punkt „⊙ P₁“ am Wege zur Halleschen Hütte (vgl. auch Mitt. 1896, No. 3).

buckel liegt, über die der Weg zur Halleschen Hütte führt. Sie zeigt seit 1899 folgende Abstände vom Eise:

1899	1901	1904	1905	Rückgang 1904—1905
7.0 m	24.9 m	42.3 m	48.0 m	5.7 m.

Die von uns 1904 gesetzte neue Tormarke „3. 8. 04 ↑ 32 m“ war bereits 1905 gänzlich unbrauchbar, da sie von dem mächtigen Ausflusse des bedeutend vergrößerten Tores völlig überflutet war.

Ins Laasertal münden zwei große Gletscherzungen. Ein Versuch, die *östliche* (hintere) *Zunge des Laaserferners* (7) zu erreichen, mußte infolge heftigen Steinschlags aufgegeben werden (vgl. auch Mitt. 1900, No. 10). Wir nahmen diesen Gletscher aber von drei genau bezeichneten Punkten photogrammetrisch auf, so daß sich in Zukunft bei Wiederholung der Aufnahmen leicht feststellen lassen wird, ob der Gletscher vor- oder zurückgeht.

Die westliche Zunge des Laaserferners, auf den Karten meist *Angelusferner* (8) genannt, war zuletzt von Dr. Fritzsche 1899 besucht worden. Bei der damaligen Messung hatte sich ergeben, daß der Gletscher, der bis 1898 im Vorschreiten begriffen war, langsam wieder zurückging (Mitt. 1900, No. 10). Seitdem ist er beharrlich weiter rückwärts geschritten. Die rechte Marke, die am 7. August 1897 vom rechten Gletscherrande 45.3 m entfernt war, zeigte am 28. Juli 1904 die Distanz von 82.2 m; Rückgang also 36 m.

Für die linke Marke (großer Block mit dem Zeichen „Gl. E“ nach dem Gletscher zu und „Gl. M“ nach der Troppauer Hütte hin) ergibt sich seit 1893 folgende Zahlenreihe, die das Vorrücken bis 1898 und das Rückschreiten seit 1898 schön illustriert.

1893	20. Aug. 95	7. Aug. 97	20. Sept. 98	3. Aug. 99	28. Juli 04	Rückgang	jährlich
Meter	Meter	Meter	Meter	Meter	Meter	1899—1904	
50.0	47.0	34.0	30.6	32.9	66.5	33.6	6.7 m.

Gemessen wurde in der alten Meßrichtung auf den linken Eisrand des eingestürzten Tores. Der gletscherwärts gelegene Block mit dem für die Meßrichtung maßgebenden roten Flecke war noch unversehrt und wurde zur Messung mitbenutzt.

Der *Zayferner* (9) ist seit 1899 um 11.7 m zurückgegangen. Die Marke war am 29. Juli 1904 vom Eise 46.7 m entfernt. Wir erneuerten Markierungsfleck und Richtungspfeil und brachten an der talwärts gerichteten Blockkante einen großen roten Winkelstrich an. Auch der Fleck zur Bestimmung der Meßrichtung, der auf einem Blocke 17 m weiter gegen den Gletscher zu liegt, wurde aufgefrischt (vgl. hierzu Mitt. 1898, No. 20).

Da der Zayferner mehrere Zungen hat, haben wir auf unserer 2. Aufnahme vom Zayferner (vgl. No. 33 unserer Serie vom Jahre 1904) die gemessene Lokalität genau bezeichnet.

Der *Rosimferner* (10) hat 1898 sein Maximum gehabt. Seitdem ist er beständig zurückgegangen. Selbst von dem großen linken regenerierten Lappen (vgl. Mitt. 1900, No. 9 und 10) ist nichts mehr zu sehen. —

Mittels der von Dr. Fritzscht gesetzten Marken (Mitt. 1898, No. 20 und 1900, No. 9 und 10) läßt sich der Rückgang des Ferners an der rechten Gletscherseite zahlenmäßig verfolgen. Die Entfernung vom Zungenrande betrug

	am 31. Juli 99	am 3. August 05	Rückgang 1899—1905	Mittel 1899—1905
an der alten unteren Marke vom 26. Juli 97	63.0 m	131.7 m	67.7 m	} 66.3 m, jährlich 11.0 m.
an der neuen oberen Marke vom 31. Juli 99	2.6 m	67.2 m	65.0 m	

Im Spätsommer 1905 dürfte noch eine Vergrößerung der Distanzen um 5—7 m eingetreten sein, da der vordere Teil des flachen Zungenlappens bereits Anfang August durch einen Querspalt von dem Gletschereise fast abgetrennt war.

Die Messungen gehen beide Male direkt nach dem Tore. Die obere Marke, zugleich photogrammetrischer Standpunkt, trägt die Bezeichnung „31. 7. 99. ☉ 3. 8. 05: 67.2 m“. Die Meßrichtung verläuft genau nordsüdlich (korrig.). Ein Richtungspfeil ließ sich an dieser Marke nicht anbringen. Die untere Marke „26. 7. 97 → 3. 8. 05: 131.7 m“ liegt gleichfalls am rechten Bachufer und ist 64.5 m von der oberen Marke entfernt.

Wegen vorgerückter Tageszeit mußten wir von einem Besuche des *Schöntauf ferners* (11) absehen. Um aber einen sicheren Anhalt für später zu geben, nahmen wir ihn von zwei verschiedenen Standpunkten am vorderen Rosimboden auf. Die Aufnahmen sind erfreulicherweise gut gelungen, so daß eine Wiederholung der Bilder genauen Aufschluß über die Schwankungen dieses Ferners bieten wird.

Auch *Marlt-* (12) und *End-der-Weltferner* (12) wurden nur photogrammetrisch aufgenommen.

Den *Suldenferner* (14) besuchten wir 1904 und 1905. Über Lage und Bezeichnung der vor diesem Gletscher liegenden vier Marken geben unsere Aufnahmen alles nähere. Der Suldenferner ist bis 1903/04 vorgeschritten, geht aber seitdem zurück. Die Messungsergebnisse von 1897—1905 zeigen folgendes Bild (z. bedeutet „zurückgegangen“):

	1897 Meter	1899 Meter	1903 Meter	1904 Meter	1905 Meter	Verhalten 1904—1905
Marke „a“ (Finsterwalder) vom 18. September 03	—	—	26.0	24.0	26.5	2.5 m z.
Marke Fritzscht vom 30. Juli 99	—	28.2	—	3.75	4.2	0.5 m z.
Marke „b“ (Finsterwalder) vom 19. August 95						
Richtg. z. rechten Zungenteil	82.1	52.6	—	26.3	27.0	0.7 m z.
Richtg. z. rechten Torpfeiler	—	—	17.0	33.0	Messung nicht möglich	—
Richtg. z. linken Torpfeiler	143.7	99.0	67.0	77.7	ca. 82.0	4—5 m z.
Marke „c“ (Fritzscht) vom 24. Juli 97	66.15	55.12	35.25	40.8	41.0	fast stationär

Es ergibt sich also, daß der Suldenferner auf seiner linken Seite eher zurückgegangen ist als auf der rechten. Vielleicht erklärt sich die Verschiedenheit des Verhaltens daraus, daß der rechte Zungenteil bedeutend massiger, höher aufgewölbt, weiter talaus geschoben und außerdem tiefer eingegraben ist als der linke, so daß sich rechts die Veränderung erst später bemerkbar machte.

Am *Unteren Ortlerferner* (15) konnten wir von der Marke „20 m 7. 9. 97“, die der jüngere, inzwischen verunglückte Bergführer Platzer an der rechten Klammmwand angelegt hatte, nichts entdecken. Aus diesem Grunde setzten wir, unter Beihilfe von Platzer-Vater, neue Marken. Ein am rechten Ufer, in der Nähe des Gletscherendes liegender Kalkblock, der 9.8 m vom Eise entfernt lag, wurde mit einem großen Markierungsflecke und dem Zeichen „| G. E. 04“ versehen. Außerdem wurde an der rechten Schliffwand, die dort 24.3 m vom Gletscherrande entfernt war, die Marke „| 04“ angebracht. Etwas weiter unterhalb setzten wir eine zweite Marke auf einem großen festliegenden Blocke „31. 7. 04 →“ mit einem zutal schauenden viereckigen Farbenfleck. Der Block war an diesem Tage 31.3 m vom Gletscherende entfernt. Da direkte Messung nicht möglich war, mußte um einen Stein herumgemessen werden; die Messungsrichtung ist an dem letzterwähnten Steine durch einen roten Strich angegeben.

Im Jahre 1905 zeigte der Gletscher fast das gleiche Bild wie 1904. Nur war der weiter vorgeschobene schmale Zungenlappen an der oberen Marke ganz abgeschmolzen.

Am *Trafoierferner* (16), der nach Vergleich unserer Aufnahmen mit Photographien aus den 90er Jahren ein Stück zurückgegangen ist, läßt sich gegenwärtig eine Markierung ebensowenig ausführen wie 1897 (Mitt. 1898, No. 20). Wir haben infolgedessen vom Trafoier- und dem benachbarten Ortlerferner (siehe oben) mehrere photogrammetrische Aufnahmen gemacht. Über die Standorte siehe die Aufnahmen von 1904 und 1905.

Am *Madatschferner* (17) hatte E. Rudel für die Periode 1897—1901 einen Rückgang von 12.5 m festgestellt (Mitt. 1902, No. 22). Seitdem hat ein weiterer beschleunigter Rückgang stattgefunden. Der Gletscher hat dabei auf seiner rechten Seite zwei gewaltige, hintereinander liegende Eiswülste zurückgelassen, die eine ungebrochene direkte Messung in Richtung des Pfeiles der rechten Marke „29. 7. 97“, wie sie noch E. Rudel hatte ausführen können, nicht mehr zulassen. Wir benutzten darum die zweite rechte Marke „1. 8. 99“ für unsere Nachmessung; Rückgang seit 1899: 47 m (Mitt. 1900, No. 10). Da zu befürchten stand, daß der rechte Bach sein Bett verlegen und die Marke umwerfen und verschütten würde, so setzten wir 15.6 m in nnö. Richtung (talwärts) eine Reservemarke „04. 31. 7. ↑“.

Die linke Marke „68.5 m 29. 7. 97“ lag 1904 bereits 106.6 m vom Eise entfernt. Die zweite linke Marke von 1899 (5.5 m) fanden wir umgestürzt am Bachrande; sie ist nach unserer Berechnung 10 m abwärts gerollt worden. Zur Erleichterung von Nachmessungen setzten wir noch eine neue Marke „04. 31. 7. \uparrow 29.1 m“. Sie steht am linken Ufer des linken Baches auf dem größten Blocke.¹⁾

	1897	1899	1901	1904	Rückgang	
Entfernung des Gletschers von	Meter	Meter	Meter	Meter	1899—1904	
rechter Marke v. 29. Juli 97	34.0	35.6	46.5	direkte Messung unmöglich	ca. 40.0 m	Mittel 1899—1904 40.2 m, jährlich 8.0 m-z.
rechter Marke v. 1. August 99	—	17.0	—	64.0	47.0 m	
rechter Reservemarke						
v. 31. Juli 04	—	—	—	79.6	—	
linker Marke v. 29. Juli 97	68.5	72.9	—	106.6	33.7 m	
linker Marke v. 31. Juli 04	—	—	—	29.1	—	

Der Gletscher wurde außerdem von zwei verschiedenen Standorten photogrammetrisch aufgenommen. Besonders auffällig treten auf den Bildern zwei imposante Wannen im unteren Zungenteile hervor.

Leipzig.

H. Reishauer.

Literaturbericht.

Gunnar Andersson, Die Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora. Résultats scient. du Congr. internat. de Botanique, Wien, 1905, S. 45—97. Jena 1906.

Eine skandinavische Interglazialablagerung ist nach dem Verf. bis heute nicht gefunden. Die dafür gehaltenen Ablagerungen in Seeland, bei Östersund und Hernösand werden als intramorän und glazial oder fluvio-glazial verschleppt gedeutet. Die skandinavische Flora während der „Spät-quartärzeit“ ist in fünf großen Entwicklungsstufen zustande gekommen:

1. Die Zeit der Dryasflora oder der arktisch-alpinen Flora.
2. Die Zeit der Birkenflora.
3. Die Zeit der Kiefernflora.
4. Die Zeit der Eichenflora.
5. Die Zeit der Buchen- und Fichtenflora nebst der allgemeinen Verbreitung der Kulturpflanzen der Menschen.

¹⁾ Bei unseren Messungen am linken Zungenrande fanden wir eine große Eisenklammer, wie sie zum Zusammenhalten der Balken primitiver Holzstege dient. Sie war eben vom Gletscher ausgeschmolzen worden. Führer Platzer erinnerte sich nicht, daß jemals an dieser (westlichen) Seite des Gletschers eine Brücke bezw. ein Pfad gewesen sei.

Diese Stufen finden ihr Gegenstück in den heutigen Vegetationsregionen von Schweden, und die gegenwärtige Verbreitung kann als das Endresultat der Entwicklung bezeichnet werden. Von Interesse ist die übersichtliche Zusammenfassung dieser Entwicklung im nachstehenden Schema:

Zusammenfassung.

Hauptmomente der Entwicklung des Waldes von Schweden				Hauptmomente der geograph. Veränderungen
Götaland (Südschweden)		Svealand (Mittelschweden)	Norrand (Nordschweden)	
Buche	Fichte	Fichte	Fichte	Heutige Verhältnisse
Eiche		Eiche	Kiefer	Größte Ausdehnung des Litorinameeres
Kiefer		Kiefer	Kiefer	Übergang des Süßwassers im Baltischen Becken in Salzwasser
Birke		Birke	(Birke ?)	? Größte Ausdehnung des Ancylussees
Dryas		Eis	Eis	Übergang des Salzwassers im Baltischen Becken in Süßwasser
Eis				Höchster Stand des spätglazialen Meeres

Der Verf. bespricht sodann eingehend unter Beigabe zahlreicher Vegetationsbilder und Verbreitungskarten die einzelnen Floren und ihre Übergänge. Bezüglich der Dryasflora sei die Tatsache hervorgehoben, daß, je näher wir den zentralen Teilen des vereisten Gebietes kommen, um so weniger arktisch die Flora wird, die unmittelbar nach dem Rückzuge des Eises das Land bedeckte. Dieser auffällige Umstand wird dadurch erklärt, daß die Wärmezunahme zu Beginn der spätquartären Zeit sehr schnell und in immer beschleunigterem Tempo vor sich ging. Die Kiefer war Jahrtausende der einzige herrschende Waldbaum Skandinaviens zur Zeit des Ancylus-Sees. Mit ihrer Herrschaft fällt zeitlich das erste Auftreten des Menschen zusammen. Die Kiefernwälder wurden teils völlig, teils in ausgedehntem Maße von der Eiche verdrängt, in deren Gefolge viele neue Sträucher einwanderten. Vor ca. 9—10000 Jahren erreichte eine Wärmeperiode ihr Maximum, die durch das weit über das heutige Verbreitungsgebiet hinausgehende Vorkommen gewisser Pflanzen, vor allem der Hasel

angedeutet wird. Die Entwicklung der Wasserflora wird in drei Phasen gegliedert:

1. Zeit der Potamogetonen (Dryaszeit),
2. Zeit der Nymphaeaceen (Birken- und Hauptteil der Kiefernzeit),
3. Zeit der Trapa natans (Ende der Kiefern- und Eichenzeit).

Die Fichte wanderte bei gleichzeitiger Verschlechterung des Klimas von Osten her ein, während die Buche von Süden kam und noch heute nach Norden vorrückt.

Ref. muß sich damit bescheiden, aus der Fülle des Materials diese wenigen wichtigen Punkte hervorzuheben.¹⁾ K. Keilhack.

P. A. Øyen, Nye Bidrag til Bestemmelse af Pholas-Niveauet. Christianias Videnskabs Selskabs Forhandling 1907, No. 2. 28 S.

Um den ganzen Christianiafjord tritt ein durch die jetzt hier ausgestorbene Art *Pholas candida* und eine ganz bestimmte Faunagesellschaft charakterisiertes Niveau über dem rein arktischen auf, das sich von 175 m bis auf 135 m senkt und eine kleine Oszillation der Strandlinie, aber auch des Klimas anzeigt. Sowohl die dieser Zeit vorangehende Periode als noch mehr die ihr nachfolgende Mactra-Zeit deuten ein verhältnismäßig trockenes Klima an; es bedeutet aber auch der erste Teil der *Pholas*-Zeit eine Abnahme des Niederschlags, während gleichzeitig, wie die fortgesetzte Einwanderung wärmeliebender Formen zeigt, die Temperatur im Steigen begriffen gewesen sein muß. Gleichzeitig erreicht die negative Strandverschiebung ein Minimum in der ausgesprochenen *Cardium*-Zeit. Während nun in der nächstfolgenden Zeit die Strandlinie eine schwache positive Verschiebung erfährt, scheint die Temperatur im Sinken begriffen zu sein, während die Niederschlagskurve ihre Bewegung nach der negativen Seite fortsetzt, so daß gleichzeitig die Klimakurve ihren Minimum-, die positive Strandverschiebung ihren Maximumpunkt erreicht haben dürften. Mit dem *Mytilus*-niveau schlägt die Strandlinienverschiebung in die negative Richtung um, während gleichzeitig die Temperaturkurve und die Niederschlagskurve ihre Richtung ändern, worauf beide zur folgenden Mactra-Zeit mit kontinentalem Gepräge überführen.

Das Ausmaß der Oszillation während der *Pholas*-zeit betrug 12 m; der Gradient längs der ganzen Südküste durchschnittlich etwa 0,278%; der Vergleich der Gradienten für die ganze Strecke von Horten (am Christianiafjord) bis Jæderen (Südspitze Norwegens) ergibt eine konstante Abnahme für die übereinanderliegenden Niveaus: Dryas-Niveau 345, *Pholas* 297, Mactra 202, Tapes 143 mm Gefälle pro km. Machaček.

P. A. Øyen, Det sydlige Norges „Boreale“ Strandlinje. Christianias Videnskabs-Selskabs Forhandling for 1906, Nr. 1. Christiania, 1906. 39 S.

Die der wärmeren Tapes-Zeit unmittelbar vorangehende boreale Periode hat an den Küsten des südlichen Norwegens gleichfalls eine Strandlinie hinterlassen, über deren Verhältnis zu der des Tapes-Niveaus in Anbetracht des steten Wechsels von litoralen und Bodenablagerungen in diesem Niveau bisher wenig bekannt war. Soviel geht aber aus den Untersuchungen des Verfassers an zahlreichen Aufschlüssen hervor, daß eine ganz gesetzmäßige „Inversion“ der Strandlinie eintrat, indem auch in Norwegen die postglaziale Hebung in der Tapes-Zeit durch eine positive Strandverschiebung

¹⁾ Aus dem Geol. Centralblatt VIII S. 702.

unterbrochen wurde. Im inneren Teil des Christianiafjords liegt die boreale Strandlinie durchschnittlich 66,5 m, die der Tapes-Senkung 69,5 m über dem heutigen Meeresspiegel; an der Außenküste, z. B. bei Lister, diese 10 m über, jene 20 m unter dem Meeresspiegel. Für die Nordseeküste beläuft sich der Betrag der Tapes-Senkung auf etwa 12 m und es schneidet die boreale Strandlinie die heutige ungefähr zwischen Kristianssand und Hivaag. In der Molluskenfauna der borealen Zeit spielen im südöstlichen Norwegen die südlichen und westlichen Elemente eine noch unbedeutende Rolle gegenüber den stark hervortretenden Arten des Golfstromwassers und daneben tritt eine große Gruppe auf, die heute bis zum östlichen Finnmarken geht. Das Klima dieser borealen Periode muß etwas kontinentaler als das heutige gewesen sein, aber mit einer Sommerwärme, die wenigstens im letzten Abschnitt nur unbedeutend hinter der heutigen zurückstand. In diese Zeit fällt daher auch die hauptsächlichliche Einwanderung der Laubbäume nach Norwegen, die in der folgenden wärmeren Zeit ihre Blütezeit haben und eine bedeutend nördlichere Verbreitung erreichen als heute. Gleichzeitig mit der Tapes-Senkung wurde das Klima wieder ozeanischer: die Jahresamplitude nahm ab, die Jahrestemperatur stieg. Machaček.

N. V. Ussing, Om Floddale og Randmoræner i Jylland (S.-A. aus Det Danske Vidensk. Selskabs Forhandl. 1907, No. 4, 161—213, mit französ. Résumé und einer geolog. Karte von Jütland 1 : 800000).

Die Arbeit ist eine Ergänzung der schon 1903 vom Verfasser veröffentlichten Abhandlung (Ebda S. 153) über die Lage der Hauptendmoräne der sog. baltischen Vergletscherung und enthält namentlich Beobachtungen über die nachträglich gebildeten Moränen und die Schmelzwassertäler während des allmählichen Rückzugs des Eises. Die Grenze des jüngsten Inlandeises („baltischer Eisstrom“) ging nach Ussing von Bovbjerg an der Westküste nach E., bog dann rechtwinklig nach S. um und verlief ungefähr in der Axe der Halbinsel nach S. (Vgl. dagegen die Untersuchungen von Jessen, Ref. dieser Zeitschrift II, 73.) Eine kleine Oszillation deuten die Moränen auf der Linie Lemvig—Struer—Hald an. Während des raschen Abschmelzens des nördlichen Eislappens trat ein gründlicher Wechsel der Entwässerungsverhältnisse ein; es entstanden die nach NW. gerichteten Schmelzwassertäler von Karup und Falborg. Ein weiteres Rückzugsstadium bedeuten die großen Moränen von Thisted—Randers—Silkeborg; dieser Zeit gehören die breiten Täler des Skals- und Gudenaas an. Schließlich blieb nur noch der südöstlichste Teil des Landes vom Eise bedeckt, das nur mehr baltischer Herkunft war. (Über diese jüngeren Moränen hat eben P. Harder eine größere Arbeit abgeschlossen). Machaček.

Bibliographie.

Über die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Hefte des laufenden Bandes dieser Zeitschrift S. 76.

Rezente Gletscher.

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Schweiz.

Vierteljahrsschrift Nat. Ges. Zürich

Brückner.

51 (1906): 50—54.

Die Höhe der Firnlinie am Hügigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firnlinie im allgemeinen. Von Ed. Brückner.

[Voskule hatte in seiner Untersuchung des Hügigletschers sich gegen die von Kurowski vorgeschlagene Methode der Bestimmung der Höhe der Schneegrenze als der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche gewendet. Verf. zeigt, daß Voskule die Methode vollkommen mißverstanden hat, indem er gar nicht die wahre mittlere Höhe der Gletscheroberfläche bestimmte, sondern das Mittel aus der mittleren Höhe der Firnumrandung und der Höhe des Gletscherendes als mittlere Höhe des Gletschers nahm. Jegerlehner, der 1902 die Firnlinie auf dem Hügigletscher aus der in korrekter Weise abgeleiteten mittleren Höhe bestimmte, fand sie zu 2670 m, also nur 20 m höher als Voskule durch direkte Beobachtung. Kurowskis Methode erweist sich also als durchaus zuverlässig. Fef. d. Verf.]

— Frankreih.

B. G. hist. et descript. 1906: 35—64.

Jacob.

Observations glaciaires dans le massif du Pelvoux, recueillis en août 1903 par MM. Flusin, Jacob et Offner. Rapport par Charles Jacob. *Mit Abb.*

Pyrenäen.

La G. 16 (1907): 1—16.

Eydoux, Maury.

Les glaciers orientaux du Pic Long (Pyrénées centrales). Mission du Ministère de l'Agriculture. Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. Par MM. D. Eydoux et L. Maury. *Mit 1 Karte u. 9 Abb.*

[Die Resultate der sorgfältigen Aufnahmen der Verfasser vom Jahre 1906 sind in der Karte in 1 : 5000 niedergelegt und werden hier genau beschrieben. Die Gletscher liegen im Einzugsgebiet des Neste; ihre Wasser speisen eine Reihe von Hochseen. Am Ostabhang des Pic Long liegen zwei Gletscher, der eine 25,5 ha, der andere 5,5 ha umfassend. Die Gletscher sind seit 1856 sehr stark zurückgegangen, der größere von 1856—69 um 25 m, 1869—83 um 95 m, 1883—1906 um 90 m, 1856—1906 um 210 m. Der jährliche Rückgang betrug 1,9, 6,8 und 4,1 m, im Mittel für den 50jährigen Zeitraum 4,2 m. Heute endigt der größere in 2819 m, der kleinere in 2859 m Höhe. Der höchste Punkt der Umrandung des ersteren ist 3191 m, des zweiten 3052 m. Die Schneegrenze bei Ostexposition liegt, wie Referent aus der Karte schließt, hier in rund 2950 m Höhe. E. B.]

Norwegen.

Christianias Vidensk. Selsk. Forhandl. 1906, No. 7: 17 S.

Øyen.

Femten aars glaciologiske Jagtagelser (Fünfzehn Jahre glaziologischer Beobachtungen). P. A. Øyen.

[Kurzer Rückblick auf die vom Verfasser in den Jahren 1891—1906 durchgeführten Beobachtungen über die Schwankungen einiger Gletscher von Folgefonn, Jotunheim, Jostedalbræ und Hardangerjøkel. S. diese Zeitschr. I, S. 46. F. M.]

Norwegen. *Arch. for Mathem. og Naturvid.* 28 No. 6, 1907: 12 S. **Øyen.**

Øvre Mjølkedalsvand. P. A. Øyen. 5 Abb.

[Der obere Mjølkedalssee ist ein durch einen Arm des Uranaasbræ gestauter Eissee im südwestlichen Jotunheim; Ausbrüche, bisweilen katastrophenartig verlaufend, sind bekannt aus den Jahren 1855 oder 1856, 1878, 1894, 1905. Bei sehr tiefem Wasserstand, wie 1902, tritt eine eigentümliche Terrassierung der Ufer zutage, die auf ähnliche, größere Vorkommnisse an eiszeitlichen Stauseen ein Licht zu werfen geeignet ist. F. M.]

— *Bergens Museums Aarbog* 1906, No. 4: 15 S. **Øyen.**

Nogle Bemærkninger om Jostedalbræen. P. A. Øyen.

[Zurückweisung der von J. Rekstad (Ebenda 1904) dem Verf. gemachten Vorwürfe einer angeblich inkorrekten Veröffentlichungsweise der an einigen Gletschern des Jostedalbræ angestellten Markenbeobachtungen. Anschließend daran polemisiert Verf. gegen die von Rabot und Rekstad (diese Zeitschr. I, 347) auf Grund unzureichenden Materials unternommenen Konstruktionen von Gletscher- und Klimaschwankungen und betont auf Grund des gegenwärtigen wechselnden Verhaltens benachbarter Gletscher die Notwendigkeit längerer Detailbeobachtungen. F. M.]

— *Bergens Museums Aarbog* 1907, No. 7: 8 S. **Rekstad.**

Bræernes voksen i det vestlige Norge under de senere aars kolde somre. Af J. Rekstad.

[Erschien deutsch in der Z. f. Gletscherkunde, Bd. I, S. 397.]

— *Norske G. S. Aarbog* 17 (1905/06): 571—85. **Nissen.**

Et snaeskred i Sundalen. Af Peter L. Nissen. Mit Abb.

[Behandelt die Lawinen von Sundalen in der Provinz Trondhjem.]

Außereuropäische Gebiete.

Afrika: Atlas. *Jahresber. Frankfurter Ver. f. G. u. Statistik* 70 (1905/06): 1—75. **Knoch.**

Die Niederschlagsverhältnisse der Atlasländer. Von Dr. Karl Knoch.

[Behandelt S. 55—59 die Schneeverhältnisse. Nach den Beobachtungen von de Segonzac glaubt der Verf. schließen zu müssen, daß man das Vorhandensein von ewigem Schnee an geschützten Stellen als sicher annehmen darf, und zwar für die ganze Ausdehnung des Hohen Atlas. Gletscherbildungen, wie sie Hans Fischer in der Nähe des Fagherut-Passes vermutete, sind jedoch mit der größten Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen. E. B.]

Asien: Alatau. *Isvestija d. turkestan. Abteilung d. k. russ. G. Ges.* 6 (Taschkent 1907): 1. **Dmitriew.**

S. E. Dmitriew: Ledniki v verchoviach Maloi Almatinki (Tujuk-su) v Za-Ilijskom Alatau. (Gletscher auf den Höhen der kleinen Almatinka (Tujuk-su) im transiliischen Alatau.) *Russisch.*

[Verfasser konstatierte im Tal der kleinen Almatinka, die vom Alatau gegen Wernoje fließt, oberhalb 1700 m Höhe alte Gletscherspuren, Schiffe und Moränen, noch weiter oben 5 heute noch existierende Gletscher. Der eine, der den Hintergrund

des Tales einnimmt, ist etwa 4 km lang und im Maximum 500 m breit; er endigt in 3300 m. Die Schneegrenze liegt auf ihm in 3650 m, die umgebenden Höhen erreichen 4100 m. Östlich von ihm finden sich noch 3 Gletscher II. Ordnung, westlich einer. In früherer Zeit vereinigten sich die Gletscher und endigten gemeinsam in etwa 3000 m Höhe. Die kleinen Gletscher endigen heute erheblich oberhalb ihrer Moränen und auch der große ist noch im Rückgang: 1903—1905 schwand sein Ende um 4 m zurück. E. B.]

Neuseeland.

G. J. 80 (1907): 181—98.

Bell.

The Heart of the Southern Alps, New Zealand. By James Mackintosh Bell, Director, Geological Survey, N. Z. Mit Kartenskizze u. Abb.

[Schildert die Gletscherregion um den Mt. Cook. Behandelt werden der Tasman-Gletscher und seine Nachbarn (Müller-Gletscher, Hooker-Gletscher), ferner der Franz Josef-Gletscher. Folgende Zahlen charakterisieren die Gletscher:

	Areal	Länge	Mittlere Breite
Tasman-Gletscher	156.5 km ²	29.0 km	1.9 km
Müller-Gletscher	44.3 km ²	12.9 km	1.0 km
Hooker-Gletscher	26.4 km ²	11.7 km	0.8 km ²

Die typische U-form der Täler wird besonders betont und auf Gletscherwirkung zurückgeführt. Bestimmte Anzeichen eines Rückzuges oder eines Vorstoßes zeigen die Gletscher der Tasman-Region aus den letzten Jahren nicht. Dagegen ist der Franz Josef-Gletscher in den letzten Jahren einige hundert Fuß vorgegangen. Da alle Gipfel über 7000 Fuß (= 2134 m) Gletscher tragen, ergibt sich die Lage der Schneegrenze etwa in dieser Höhe. Der Tasman-Gletscher endigt in 718 m, der Franz Josef-Gletscher, der auf der Westseite des Gebirges liegt, gar in nur 213 m Seehöhe. E. B.]

Canada: Felsengebirge.

Appalachia 11 (1907): 221—9.

Walcott.

The First Ascent of Mount Mummery. By Robert Walcott. Mit Photos.

[Mt. Mummery, im kanadischen Felsengebirge gelegen, ist stark vergletschert.]

Mexiko.

Appalachia 11 (1907): 197—211.

Gilchrist.

Climbs on Popocatepetl and Ixtaccihuatl. By Charles A. Gilchrist, Mit Phot. u. Karte.

Quartäre Eiszeit.**Allgemeines.****Ursache.**

Science 25 (1907): 350—54.

Hilgard.

The Cause of the Glacial Epoch. By E. W. Hilgard.

[Eine Verteidigung der zuerst von Marsden Manson 1891 aufgestellten Theorie.]

—

Mitt. Ver. f. Erdkunde Dresden 6 (1907): 58—66.

Reibisch.

Ein Gestaltungsprinzip der Erde III. Von Paul Reibisch: Die Eiszeiten.

—

Naturw. Wochenschrift 21 (1906): 449—55.

Stentzel.

Arthur Stentzel: Die Eiszeiten. Mit 7 Abb.

[Hypothetisch ohne ausreichend auf die Tatsachen der Glazialgeologie Rücksicht zu nehmen. E. B.]

Prähistorie.

Mitt. Anthropol. Ges. Wien 37 (1907): 1—17, 72—84.

Behlen.

Der diluviale (paläolithische) Mensch in Europa, nach den neueren geologischen, paläontologischen und anthropologischen Forschungen, eine kritische Studie. Von H. Behlen in Haiger.

[Referiert zusammenfassend über die neuen Untersuchungen. E. B.]

Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Schweiz. *Beiträge z. geol. Karte der Schweiz* 29. **Rollier.**
Geologische Bibliographie der Schweiz für das XIX. Jahrhundert (1770—1900). Von Dr. Louis Rollier. Erster Teil: A. (Allgemeine Geologie und Geognosie der Schweiz) bis K 11 (Stratigraphie der Molasse). Bern, 1907. 540 S. 8°.

[Ein großartiges bibliographisches Werk. Uns interessieren hier die Abschnitte A. (allgemeine Geologie und Geognosie der Schweiz), B. (Geognosie des Jura) und C. (Geognosie der Alpen). Die Literatur über Quartär und Gletscher wird erst im II. Teil zur Veröffentlichung kommen. E. B.]

— *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, geotechn. Ser. 4* (Bern 1907). **Letsch.**
Die Schweizerischen Tonlager. Herausgegeben von der schweiz. geotechnischen Kommission. I. Geologischer Teil. Mit 1 Tonkarte u. 355 Karten- und Profilclichés im Text. Bearbeitet von Dr. E. Letsch. 433 S. 4°.

[Bringt eine eingehende Beschreibung der einzelnen Tonlager der Schweiz und zum Schluß eine „genetisch-geologische“ Zusammenfassung. Von allen Tonlagern (475) entfallen auf anstehenden (prädiluvialen) Mergel 8%, auf Gehängelehm 25%, auf Bolus (Erzlehm) 5%, auf Löß- und Hochterrassenlehm 5%, auf Moränenlehm 30%, auf Seeton und Talbodenlehm 27%. E. B.]

— **Frankreich.** *C. R. Ac. Sc. Paris* 143 (1906): 655—6. **Delebecque.**
Sur les lacs du cirque de Rabouas, Alpes Maritimes. Par André Delebecque.

Großbritannien. *British Ass. Advancement of Sc. Report, York* **Lumplugh.**
1906: 27 S.¹⁾

On British Drifts and the Interglacial Problem. Address to the Geological Section. By G. W. Lumplugh, President of the Section.

[Verf. hält es für verfrüht beim gegenwärtigen Stand der Meinungen über die Glazialablagerungen in Nordeuropa und ihre Verteilung auf mehrere Eiszeiten eine Gliederung der britischen Drift auf dieser Grundlage zu versuchen. Bei Untersuchung typischer Glazialgebiete in England, Irland und auf Man wurden keine Beweise für milde Interglazialzeiten gefunden. Die Ablagerungen dieser Gegenden zeigen vielmehr, daß von Beginn der Vereisung bis zum endgültigen Schwinden des Eises eine ununterbrochene Vereisung bestand. Die interglazialgestellten Funde sind fluvioglazial. Die britischen Verhältnisse zeigen nirgends einen ausreichenden Nachweis der Interglazialhypothese. Die als interglazial betrachteten, Fossilien führenden Schichten enthalten eine mit kaltem Klima verträgliche Fauna und Flora oder sind in ihrer Beziehung zum Blocklehm nicht klar. Die britischen pliocänen und pleistocänen Ablagerungen lehren eine fortschreitende Abkühlung vom gemäßigten zum subarktischen Klima und hierauf eine Rückkehr zum gemäßigten. Während der langen Vergletscherung machten die Ränder der Eiszungen ausgedehnte Schwankungen; doch erreichten die einzelnen Zungen ihr Maximum zu verschiedenen Zeiten nicht gleichzeitig. Hier waren lokale und keine allgemeinen meteorologischen Ursachen maßgebend. E. B.]

Island. *Videnskabl. Medd. Naturhist. Fören. Kopenhagen*, 1906: 177—85. **Bárdarson.**
Gudmundur G. Bárdarson: *Purpura lapillus* L. i tovede Lag paa Nordkysten of Island. (*Purpura* l. in gehobenen Meeressedimenten auf der Nordküste Islands.) Mit 2 Karten im Text.

¹⁾ Auch in der Londoner Nature 74 (1906) No. 1920.

[Nach Verf. findet sich *Purpura lapillus* L. sehr häufig in gehobenen postglazialen Meeresablagerungen auf der Westküste von Húnaflói (Nordisland) in einer Höhe von 1—17 m über dem Meere, während diese Schnecke heutzutage an den Nord- und Ostküsten Islands nicht lebend gefunden wird. Verf. schließt hieraus, daß die Temperatur des Meeres zur Zeit der Ablagerung der Purpuraschichten an der Nord- und Ostküste Islands höher war als jetzt und daß hier wahrscheinlich Anzeichen der schon aus Skandinavien und Grönland bekannten postglazialen Wärmeperiode vorliegen.¹⁾

Helgi Pjetursson.]

— *Andvari Reykjavík*, 1906: 149—64.

Pjetursson.

Helgi Pjetursson: Nokkur ord um loftslagsbreytingar á Islandi og orsakir þeirra. (Bemerkungen über Klimawechsel Islands und dessen Ursachen.)

[Während der etwa 1000 jährigen geschichtlichen Zeit Islands scheint das Klima keine bedeutenden Veränderungen erlitten zu haben. Anders in der geologischen Vorzeit, wie die Lignitflora, die sehr ungenügend bekannte, aber wie es scheint reiche Cragfauna und die hocharktische Fauna von Búlandshöfði anzeigen. Anzeichen dieser verschiedenen Klimate sind sedimentäre Einschaltungen in der Basaltformation älterer Geologen; auch der über 150 m mächtige Crag von Tjörnes (Nordisland) ist der Basaltformation eingelagert. — Tatsachen werden genannt, welche darauf deuten, daß die Vegetation Islands während eines Zeitraumes der Postglazialzeit reicher gewesen ist als in der Jetztzeit; diese Spuren einer reicheren Vegetation sind wahrscheinlich gleichalterig mit Bárdarsons Purpuraschichten (siehe vorstehendes Referat). Zwei Zeiträume der Postglazialzeit scheinen sich vor anderen durch gewaltige Bergstürze ausgezeichnet zu haben; vielleicht wurden die Bergstürze z. T. durch heftige Erdbeben verursacht. Als wesentlichste Ursache der Klimawechsel ist Verf. geneigt — mit Henry James und Andr. M. Hansen — Polverschiebungen anzusehen.²⁾ Ref. d. Verf.]

Außereuropäische Gebiete.

Himalaya.

B. Amer. G. Soc. 38 (1906): 657—82.

Huntington.

The Vale of Kashmir. By Ellsworth Huntington. Mit kl. Karte u. 2 Abb.

[Schildert auch die Terrassen von Kaschmir. Verf. hält sie nicht für glazial, weil sie zu tief herabgehen, sondern schreibt ihre Entstehung Klimaschwankungen zu, die sich hier in fluvialen und interfluvialen Perioden äußerten. In den feuchten Zeiten schützt die Vegetation den Boden vor Abspülung, in den trockensten aber wird er abgeschwemmt und baut so im Tal Terrassen auf. In der Trockenzeit entstehen durch unregelmäßige Akkumulation in den Tälern Seen, die in der feuchten Zeit wieder vernichtet werden. E. B.]

Vereinigte Staaten: Osten. *Maryland Geological Survey:*

Shattuk, Clark,

Pliocene and Pleistocene 1906: 287 S.

Hollich, Lucas.

The Pliocene and Pleistocene Deposits of Maryland. By Georges Burbank Shattuk with the Interpretation of the paleontological Criteria by Wm. Bullock Clark, Arthur Hollich and Frederic A. Lucas. Mit zahlr. Abb. u. Karten.

[Vom Inlandeis ist der Staat Maryland nicht mehr berührt worden. Die geologische Karte gibt die Verbreitung der Lafayette-, Sunderland-, Wicomico- und Talbot-Schichten, andere Karten die Ausdehnung des Meeres zu diesen Epochen. Jeder

¹⁾ Aus dem Geologischen Centralblatt VIII, S. 669.

²⁾ Aus dem Geolog. Centralblatt VIII, S. 665.

dieser lockeren Schichtkomplexe ist das Produkt einer neuen Invasion des Meeres; in der Zwischenzeit hatte das letztere sich weit zurückgezogen und Erosion veränderte die Gestalt der Landoberfläche. Aufmerksam gemacht sei noch auf eine Karte, die die Verbreitung von *Elephas primigenius*, *E. columbi* und *E. imperator* in Nordamerika zeigt. E. B.]

— —

*Columbia University Geological Series I.***Wilson.***Contributions from the Geological Department 14: 90 S.*

J. Howard Wilson: The Glacial History of Nantuket and Cape Cod, with an argument for a fourth centre of glacial dispersion in North America. *Mit 38 Tafeln u. Karten, 13 Abb. im Text.*

— **Mitte.***Geological Atlas of the United States.***U. S. Geol. Survey.**

Needle Mountains Folio, Colorado. U. S. Geol. Survey, Washington 1905. Gr. Folio.

[Stellt auf Karten in 1 : 125000 die Needle Mountains dar und schildert unter anderm auch ihre Vergletscherung. E. B.]

— **Westen.***B. Geol. Soc. of Am. 17 (1906): 317—40.***Gilbert.**

Moulin Work under Glaciers. By G. K. Gilbert. *Mit Abb.*

[Behandelt Gletschermühlen, besonders der Sierra Nevada. Letztere werden nach Photographien abgebildet. E. B.]

Geschichte des Klimas und vorquartäre Eiszeiten.

Klimaänderung: Asien. *Izvestija K. russ. G. Ges. 41 (1905): 507—21*
und *G. Zeitschrift 13 (1907): 568—79.*

Berg.

L. Berg: Trocknet Zentralasien aus?

[Verf. wendet sich gegen die Ausführungen Krapotkins, der im Geographical Journal Bd. XXIII (1904) S. 322—34 eine allgemeine Austrocknung Eurasiens vertreten hatte. Es wird darauf hingewiesen, daß in den Mittelmeerländern seit dem Altertum keine Änderung des Klimas erfolgt ist und daß der Aralsee vor 1000 Jahren etwa ebenso groß war wie heute. Das Auftreten von Ruinen von Städten in der Wüste wird auf Verfallen der Bewässerungsanlagen zurückgeführt. Die Spuren eines einst feuchteren Klimas dürften alle prähistorisch, resp. an den Ausgang der letzten Eiszeit zu verlegen sein. Augenblicklich befindet sich Zentralasien zu einem großen Teil in einer vorübergehenden Periode des zunehmenden Niederschlages, wie die Regenbeobachtungen zu Wernye (1881—90 550 mm, 1891—00 592 mm) und die zu Taschkent (338 bzw. 377 mm) lehren. Die Flüsse Ili, Tschu, Syr, Amu, Serafschan, Tedschen und Murghab haben in den letzten Jahren höheren Wasserstand gehabt, die Gletscher rücken vor. E. B.]

Paläozoische Eiszeit: Afrika.

Young, Johnson.*Transact. Geol. S. South Africa 9 (1906): 34—9.*

Glacial Phenomena in Griqualand West. By R. B. Young and J. P. Johnson. *Mit Tafeln.*

Schluß der Redaktion am 20. Februar 1908.

Die heutige Vergletscherung des Khan-Tengri-Massives und die Spuren einer diluvialen Eiszeit im Tiën-schan.

Von Prof. Dr. **Max Friederichsen** in Bern.

Mit 17 Abbildungen nach Original-Aufnahmen.

Nachdem Jahrzehnte lang jegliche intensivere geographische Forschungsarbeit im zentralasiatischen Hochgebirge des Tiën-schan geruht hatte, sind wir seit der Wende des Jahrhunderts in eine neue Epoche eingetreten. Eröffnet wurde dieselbe durch die im Jahre 1900 zu vorwiegend zoologischen Zwecken, aber mit gleichzeitig guten geographischen Resultaten unternommene Reise des ungarischen Gelehrten Dr. G. von Almásy. 1902 folgte ihr die auf Veranlassung der Universität Tomsk in West-Sibirien entsandte Expedition des Botanikers W. W. Sapóschnikow, an welcher Verfasser als Geograph teilzunehmen Gelegenheit geboten wurde. Noch im gleichen Jahre ging Gottfr. Merzbacher zusammen mit dem um die spätere Ausbeute dieser Expedition in geologischer Hinsicht besonders verdienten jungen Freiburger Geologen Hans Keidel in die Hochregionen des Khan-Tengri-Massives. 1903/04 bereiste der um die Entwicklung der modernen Physiogeographie verdiente Amerikaner W. M. Davis, sowie sein Schüler E. Huntington die Hochflächen und Gebirgslandschaften im Süden des Issyk-kul. 1906 reiste von Almásy nochmals zu zoologischen Zwecken, diesmal aber von einem Fachgeologen und Schüler Prof. Lóczy's in Budapest, Dr. Prinz begleitet in das Sary-dschas-Gebiet und in die Gegend der Tekes-Hochländer im östlichen Tiën-schan. Endlich ist im Frühjahr des Jahres 1907 Gottfr. Merzbacher von neuem hinausgezogen, um zusammen mit dem Münchener Geologen Leuchs¹⁾ seine Forschungen im Khan-Tengri-

¹⁾ Leuchs wurde im Frühjahr 1908 durch Dr. P. Gröber vom geologischen Institut der Universität Königsberg abgelöst.

Gebiet und in den östlich angrenzenden Gebirgsteilen zu vervollständigen. Von allen diesen neueren Expeditionen sind neben zahlreichen Beobachtungsergebnissen über Orographie, Hydrographie, Geologie, Tektonik usw. auch über die heutige, wie einstige Eisbedeckung des Gebirges Nachrichten heimgebracht worden.

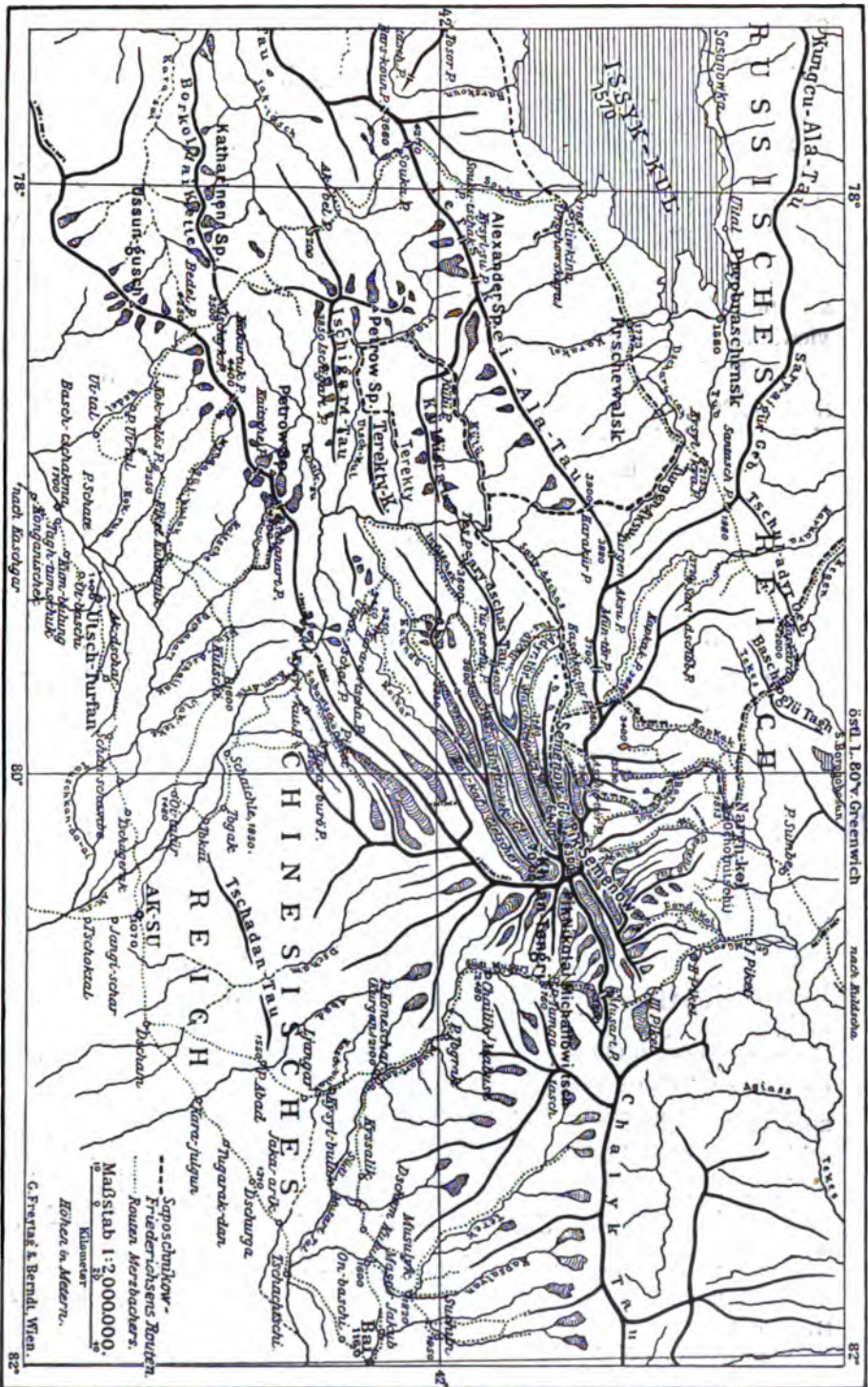
Trotzdem im Augenblick die Ergebnisse mehrerer dieser Expeditionen, vor allem der Merzbacherschen großen Reisen, nur unvollkommen bearbeitet und veröffentlicht sind, glaubte ich doch dem wiederholt geäußerten Wunsche der Redaktion dieser Zeitschrift nach einem kurz zusammenfassenden Artikel über den augenblicklichen Stand der im Titel dieses Aufsatzes genannten Fragen nachkommen zu sollen. Wie die Überschrift zeigt, möchte ich mir insofern eine Beschränkung auferlegen, als ich über heutige Gletscherverhältnisse des Tiën-schan nur aus der Umgebung des höchsterhobenen Gebirgsteiles um den Khan-Tengri berichten werde und keineswegs beabsichtige, etwa alles zusammenzutragen, was uns über die heutige Verbreitung von Schnee und Eis im Tiën-schan überhaupt bekannt geworden ist. Der Grund für diese Beschränkung liegt darin, daß wir den neuesten Expeditionen eigentlich nur über die Gletscher dieses Gebirgsteiles wesentlichen Aufschluß verdanken. Auch ist das Gebiet in sich abgeschlossen und darum schon jetzt einer Einzeldarstellung zugänglicher.

Nicht so ausschließlich auf die Ergebnisse der Erforschung des Khan-Tengri-Massives soll dagegen beschränkt bleiben, was ich über Spuren der diluvialen Vereisung im Tiën-schan zu sagen habe. Immerhin wird auch für diese Ausführungen die weitere Umgebung des Kulminationspunktes der Ausgangspunkt sein.

I. Die heutige Vergletscherung des Khan-Tengri-Massives.

Über Vorhandensein und ungefähre Lage des Massives sind wir auf Grund chinesischer und anderer Quellen bereits seit langem orientiert. Auch Carl Ritter kannte das Massiv und seine Lage und erklärte¹⁾, der von ihm als „Tengri-tag“ bezeichnete Hauptgipfel bedeute in der Sprache der dortigen Kirgisen so viel wie „Gottesberg“. Der erste moderne europäische Reisende, welcher seiner ansichtig wurde, P. von Seménow, nennt den Hauptgipfel „Tengri-Khan“ und übersetzt das Wort mit: „Geisterkönig“. Seit der verdienstvollen

¹⁾ Asien, Bd. II, S. 320.



Kartenskizze der Umgebung des Khan-Tengri-Massives im zentralen Tien-shan nach den Forschungen der Expeditionen Sapóschnikow-Friederichsen (1902) und Gottfr. Merzbacher (1902/03).

Reise dieses russischen Gelehrten in den Jahren 1856—57¹⁾ waren bis zur neuesten, hier in Frage kommenden Epoche der Forschung nur noch der Geologe Muschkétow (1874—1880), Baron Kaulbars (1869—1872), der Botaniker Krassnów und der Ingenieur Ignátjew (letztere beide zusammen im Jahre 1886) im Gebiet des Khan-Tengri-Massives. Über die Eis- und Schneeverhältnisse berichteten von allen diesen nur Krassnów und Ignátjew. Trotzdem waren ihre Angaben zu spärlich und die auf der ihrem Berichte beigegebenen Karte²⁾ eingezeichneten Zungen der großen Talgletscher des Massives waren zu schematisch eingetragen, um eine genügende Vorstellung über die gewaltige Schnee- und Eisbedeckung dieses höchsterhobenen Teiles der zentralen Tiën-schan-Ketten zu erwecken.

Es war daher eines der Ziele der vom Verfasser zusammen mit Prof. Sapóschnikow im Jahre 1902 in den zentralen Tiën-schan unternommenen Expedition nicht nur über die orographischen Verhältnisse dieses Massives, über Höhe und Lage des höchsten Gipfels, sondern auch über die Schnee- und Eisverhältnisse seiner Umgebung weitere Aufschlüsse zu gewinnen. Es gelang dies damals infolge zu kurzer Zeit und für eigentliche Hochtouren nicht geeigneter Ausrüstung unserer Expedition in nur beschränktem Maße. Trotzdem hatten wir Gelegenheit, uns von Norden her dem Khan-Tengri-Massive beträchtlich zu nähern, auf dem seiner Lage nach bereits bekannten, ins Sary-dschas-Tal abfließenden Seménow-Gletscher einige Kilometer aufwärts zu gehen und von einem trefflich gelegenen, etwa 3900 m hohen Beobachtungspunkt im Norden des Hauptgipfels einen Gesamtüberblick über das Massiv zu gewinnen, welcher die bisherigen Vorstellungen wesentlich ergänzte. Auch glückte es von jenem Punkte aus Höhe (6950 m) und Lage des Khan-Tengri-Gipfels für die Kartenzeichnung zu fixieren, brauchbare Photographien seiner großartigen Gebirgsumgebung heimzubringen (vgl. Abb. 1 und 2), sowie die Grundzüge der Gliederung des Massivs (vgl. die Kartenskizze S. 243) und der physikalischen Verhältnisse einiger seiner Gletscher kennen zu lernen. Ich habe nach Rückkehr von der Reise in meinem 1904 erschienenen Bericht³⁾ auf einer Karte in 1:300000 versucht, die bisherigen Kenntnisse mit unseren damaligen Erfahrungen zu kombinieren und so eine Vorstellung davon zu geben, wie sich das Khan-Tengri-

¹⁾ Vgl. Petermanns Mitteilungen 1858, S. 351—369 und Taf. 16.

²⁾ Vgl. Iswj. d. Kais. Russ. Geogr. Ges., St. Petersburg 1887, bei S. 248. (Russisch.)

³⁾ Vgl. Bd. XX d. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg.

4380 m
Khan-Tengri
6950 m

5000 m



Ost Abb. 1. Blick in die Hochgebirgswelt der Umgebung des Khan-Tengri (6950 m) von der ca. 3900 m hoch West
gelegenen Destruktionsfläche (vgl. den Vordergrund des Bildes) oberhalb unseres Lagers am Aschu-tör.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

Massiv mutmaßlich gliedert und wo die Enden seiner Haupteisströme liegen. Darnach ergab sich 1902 folgendes:

Der dominierende Hauptgipfel des ganzen Massives ragte als eine völlig in Eis und Schnee steckende steile Kegelpyramide südöstlich des Sary-dschas-Quellgebietes aus einem wildzerklüfteten Firngebiet hervor (vgl. Abb. 2). Seine Höhe berechneten wir auf rund 6950 m, also 250 m niedriger, als der Topograph Alexándrow auf der Ignátjewschen Expedition im Jahre 1886. Dieser hatte aus sehr viel größerer Entfernung mit der Kippregel die Höhe des Khan-Tengri zu 7200 m bestimmt. Auch ergab die Richtungspeilung eine gegenüber der Ignátjewschen Karte nach SW verschobene Position des Bergriesen.

Rechts und links wurde die Bergspitze flankiert von zwei völlig verfirnten, im scharfen Gegensatz zur spitzen Gipfelpyramide des Khan-Tengri domförmig rund erscheinenden, beiderseits in fast gleichem Abstand angeordneten, aber in der Höhe beträchtlich niedrigeren Bergen (vgl. Abb. 2). Sie schienen in einer der Hauptspitze nördlich vorgelagerten Kette zu stehen. Den östlicheren dieser Gipfel hat Merzbacher später Pik Seménow getauft und auf 6500 m angegeben. Im Westen zog sich diese dem Hauptgipfel nördlich vorgelagerte Kette mit zahllosen vereisten Hochgipfeln von über 5000 m Höhe weiter fort (vgl. Abb. 1). Die in dieser Kette liegenden Firnmulden speisten große Gletscher, deren Zungen vis à vis unserem damaligen Standpunkt ins obere Sary-dschas-Tal hinabzogen. Hinter dieser verfirnten Hochgebirgskette ragte eine lange Reihe weiterer Schneegipfel auf, welche einer neuen verfirnten Hochkette angehörten, dem Sary-dschas-tau.

Wie die Ketten- und Gipfelanordnung noch weiter südlich sich gestaltete, blieb uns für direkte Beobachtung damals (1902) völlig verschlossen. Nur durch Kombination unserer Ergebnisse mit den früheren Angaben der Ignátjew-Krassnówschen Expedition ließ sich annehmen, daß analog dem Sary-dschas-tau noch mindestens zwei weitere Ketten aus SW nach NO ziehend, mit starker Schnee- und Eisbedeckung dem Khan-Tengri-Massiv zustrebten und zu seiner gewaltigen Massen-Anschwellung und großartigen heutigen Vergletscherung Anlaß gaben.

Diese unsere derzeitigen Ergebnisse in den Grundzügen bestätigend hat nun neuerdings die alpin ausgerüstete Merzbachersche Expedition des Jahres 1902/03 unsere Kenntnisse ganz beträchtlich erweitert (vgl. Kartenskizze S. 243). Vor allem gelang es, die Lage des Khan-Tengri selber innerhalb der zahlreich im Kulminationsgebiet des



Abb. 2. Der Khan-Tengri-Gipfel (6950 m) und seine nächste Umgebung, aufgenommen vom gleichen Standpunkt wie Abb. 1.
(Nach Originalaufnahme W. W. Sapóschnikowa.)

zentralen Tiën-schan zusammenlaufenden Hochgebirgsketten genau zu fixieren und nachzuweisen, daß sich der mächtige Gipfel nicht in der Hauptkette, in welcher der Pik Seménow steht, erhebt, sondern in einer Nebenkette, welche den gewaltigen Inyltschek-Gletscher im Süden der Hauptkette in zwei Teile zerlegt. Bis zu seinem Fuße vorzudringen gelang Merzbacher nur mit größten Mühen, gleichzeitig aber mit hohem Gewinn für die weitere Kenntnis des Aussehens der heutigen großen Talgletscher des Khan-Tengri-Massives. Unter Mitverwertung eigener Beobachtungen möchte ich daher im folgenden versuchen, die wichtigsten Ergebnisse dieser neuesten Forschungen über die heutigen Gletscher des Khan-Tengri-Massives einer etwas genaueren Wiedergabe zu unterziehen ¹⁾).

1. Der Seménow-Gletscher ²⁾. Diesen Gletscher habe ich mit der Sapóchnikowschen Expedition im Jahre 1902 besucht und in seinen unteren Teilen begangen. Was wir damals beobachteten, habe ich bereits in den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg (Bd. XX S. 132 ff.) kurz geschildert. Eingehender berichtet Merzbacher, welcher den Eisstrom zweimal besuchte und durch den Geologen Keidel und den Ingenieur Pfann eine Vermessung desselben vornehmen ließ ³⁾. Zu letzterem Ende nahm seine Expedition längeren Aufenthalt auf einer der Mittelmoränen im oberen Gletschergebiet. Die nach diesen Vermessungen zu erwartende erste genaue Karte des Seménow-Gletschers ist freilich bisher noch nicht publiziert worden. Trotzdem vermögen wir uns nach dem, was früher oder durch unsere Expedition bekannt und jetzt von Merzbacher neu berichtet worden ist, eine gute Vorstellung vom Aussehen dieses Eisstromes zu machen.

Die Eiszunge des Gletschers endigt (nach Merzbacher) heute bei etwa 3600 m. Ich fand das Eis dieses Gletscherendes stark mit Moränenschutt imprägniert, daher an Stellen, wo größere Parteen sichtbar wurden, stark schmutzig (vgl. Abb. 3). Auch an der Oberfläche war nahe dem heutigen Gletscherende überall Schuttbedeckung vorhanden, wenngleich dieselbe im Vergleich mit dem, was Merzbacher etwa über den Inyltschek-Gletscher (vgl. später S. 254) berichtet, unbedeutend genannt werden muß. Besonders eigenartig war das Aus-

¹⁾ Ich verweise zur topographischen Orientierung für das Folgende ein für allemal auf die nach Merzbacher (Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. 1906, S. 123) gegebene, durch Einfügung einiger Einzelheiten nach eigenen Erfahrungen ergänzte Kartenskizze auf S. 243.

²⁾ Sprich: Semjónow.

³⁾ Vgl. Peterm. Mitt. Erghft. 149.



Abb. 3. Schmutzbänder im Eise der Gletscherzunge des Seménow-Gletschers.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)



Abb. 4. Fältelung der Eisschichten an der Wand eines Trichtersees des Seménow-Gletschers.
(Nach Originalaufnahme W. W. Sapóschnikows)

sehen des Eises da, wo unzählige kleine Tonschieferbrocken in ebenso viele kleine Schmelzlöcher der Gletscheroberfläche eingebettet lagen und dem Eise ein pockennarbiges Aussehen gaben. Ausgedehntere Schiefertrümmer bildeten auf diesem schuttbedeckten Gletscherende echte Gletschertische.

Gegenüber alpinen Gletschern erhalten diese sowie die weiter aufwärts gelegenen, bereits reineren Eispartien des unteren Seménow-Gletschers dadurch ein eigenartiges Aussehen, daß sich die oberflächlichen Schmelzwasserströme unter zentralasiatischer Sonne besonders stark entwickeln. Infolgedessen werden ganze Bachsysteme mit untereisischen Laufstrecken und vielfach eingeschalteten, an ihren Wänden die steilgestellte und gepreßte Eisschichtung deutlich zeigenden Trichterseen (vgl. Abb. 4) gebildet, welche die Eismassen des unteren Gletschers in eine Eishügellandschaft auflösen (vgl. Abb. 5). Überall klaffen große Spalten in beträchtliche Tiefen. Schmelzwasserbäche stürzen als Wasserfälle in sie hinab, um an anderen Stellen wieder zutage zu treten.

Ich hatte nach allem dem den Eindruck einer starken täglichen Abschmelzung des Seménow-Gletschers zur warmen Zeit. Ob dieser Verlust wirklich durch die außerordentlich bedeutenden Zufuhren an Firn und Eis, welche der Eisstrom nach Merzbacher aus den sehr großen Nebentälern seines Oberlaufes empfängt, jährlich gedeckt wird, wie letztgenannter Autor meint, kann mit Sicherheit wohl nur bei mehrjähriger sorgfältiger Beobachtung konstatiert werden. Daß der Eisstrom jedenfalls in nicht allzu ferner Zeit noch um beträchtliches weiter ausgedehnt gewesen sein dürfte (gar nicht zu reden von der später zu erörternden eiszeitlichen Erstreckung), geht mir aus dem Aussehen seines heutigen unmittelbaren Vorlandes hervor. Dasselbe zeigte direkt anschließend an das heutige Eis massenhafte, bogenförmig angeordnete Moränenhügel (vgl. Abb. 6), deren Material erst unlängst von dem Eis des Stromes hierher transportiert worden sein konnte.

Außer dem Moränenmaterial, welches ich auf und vor dem Gletscherende fand, zeigte der Seménow-Gletscher Seitenmoränen von ziemlicher Bedeutung. An der Bildung derselben mögen vielfach die kleinen Seitengletscher, welche infolge Abschmelzens des Hauptstromes heute im unteren Teile der Zunge als „hängende“ Gletscher erscheinen, beträchtlichen Anteil genommen haben. Auch glaubte ich im mittleren und oberen Gletscherteile drei deutliche Mittelmoränen konstatieren zu können, deren Vorhandensein auf ebenso viele größere Nebengletscher im mittleren, resp. Firngebiete des Haupt-Eisstromes hin-



Abb. 5. Stark abgeschmolzene Oberfläche des unteren Seménov-Gletschers.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)



Abb. 6. Moränenvorland des Seménov-Gletschers.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

weisen. Merzbacher gibt indessen nur zwei Mittelmoränen an. Da er viel weiter aufwärts gelangte, als wir, wird dies sicher eine berechnete Korrektur sein.

Über die mittleren und oberen Teile des Eisstromes sind wir völlig auf Merzbachers Angaben¹⁾ angewiesen. Nach ihm beginnt die dauernde Schneebedeckung im Mittellauf und wird im Oberlauf sehr mächtig. Das Firnbecken ist oval und von bis über 6000 m hohen Eisgipfeln überragt. Vom Firnbecken bis zur Zunge schätzt Merzbacher die Länge des Seménow-Gletschers auf etwa 30 Werst = 32 km.

Der Eisstrom als ganzes zeigt von allen großen Gletschern des Khan-Tengri-Massives in seinem Habitus noch verhältnismäßig am meisten Ähnlichkeit mit den großen Talgletschern der europäischen Alpen. Der Gletscher, welcher an seinem Zungenende nur etwa 1½ km breit ist, erweitert sich in der Mitte unter Umbeugung seiner Achse gegen NO auf mehr als 3 km.

2. **Der Muschkétow-Gletscher.** Dieser Gletscher ist der nächst-südlichere des Khan-Tengri-Massives. Er wird vom Seménow-Gletscher durch eine Reihe schneegekrönter, über 5000 m aufragender Gipfel getrennt, welche ich derzeit von meinem Aussichtspunkte (vgl. vorher S. 246) unmittelbar nördlich des oberen Sary-dschas-Tales überblicken und teilweise theodolitisch nach Lage und Höhe bestimmen konnte. Auf der meinem Reisebericht beigegebenen Karte²⁾ habe ich diese völlig vereiste Hochgebirgswelt als das „Adyr-tör-Bergland“ bezeichnet, nach dem linken Sary-dschas-Nebenfluß, welcher sich unter diesem Namen im Süden des Berglandes aus den Schmelzwässern des Muschkétow-Gletschers bildet.

Der Muschkétow-Gletscher ist zum ersten Male von der Ignátjew-schen Expedition im Jahre 1886 besucht und getauft worden. Ignátjew hatte den Eisstrom als einen einheitlichen langen, dem Seménow-Gletscher entsprechenden Talgletscher geschildert. Diese Angaben hatte später von Almásy, welcher im Jahre 1900 — gerade so wie wir zwei Jahre später — den Gletscher vom Adyr-tör-Taleingang im Hintergrunde desselben hatte liegen sehen, bezweifelt. Er wollte nicht an einen einheitlichen langen Eisstrom glauben. Es scheint nach dem, was ich sogleich als das Ergebnis der Begehung durch die Merzbachersche Expedition 1902/03 anführen werde, daß sich von Almásy durch die starke Schuttbedeckung des Gletscherendes täuschen ließ

¹⁾ Peterm. Mitt. Erghft. 149, 1904, S. 18.

²⁾ Vgl. Bd. XX der Mitt. der Geogr. Ges. in Hamburg, Taf. I.

und ebenso, wie ich selber im Jahre 1902, die schuttbedeckte Zunge aus der Ferne nicht zu identifizieren und von der nächsten Umgebung loszulösen vermochte. Daher mag von Almásy den Eindruck erhalten haben, als handle es sich um mehrere, aus einer den Hintergrund des Tales abschließenden Firnmulde herabziehende selbständige Gletscher, die an ihrem Ende nicht zusammenschmelzen.

Der einzige neuere Reisende, welcher den Gletscher genauer untersuchte, ist Merzbacher gewesen. Ich setze seine vorläufige Schilderung zur Korrektur vorstehender Angaben hierher¹⁾.

Das Zungenende des Muschkétow-Gletschers liegt nach ihm in 3480 m, also etwa 120 m tiefer als das des Seménow-Gletschers. Bis zu seinem Ursprung in der Firnmulde beträgt seine Länge ungefähr 20 Werst (21—22 km). (Ignátjew schätzte wie bei allen von seiner Expedition gesehenen Gletschern auch diesen Eisstrom viel zu kurz, auf nur 8 km.) Die Bedeckung des Gletschereises mit Moränenschutt ist im unteren Teile so stark, daß dort nirgendwo Eis zutage tritt. Erst nach 5—6 km wird dasselbe sichtbar. Wie beim Seménow-Gletscher scheint sein unteres Ende durch Schmelzvorgänge sehr höckerig und außergewöhnlich zerrissen, sowie frei von Schnee. Im Oberlauf dagegen wird auch am Muschkétow-Gletscher die Eisdecke ziemlich geschlossen und trägt eine schwache Schneedecke. Das Gesamtgefälle des Gletschers ist zwar gering, doch immerhin bedeutender, als das des Seménow-Gletschers. Im mittleren Teil des Gletschers sind 15—20 kleinere und größere Eisseen.

Bis zur Hälfte seines Laufes hat der Gletscher eine durchschnittliche Breite von 1 km, erweitert sich dann aber allmählich und erreicht in seinem letzten Drittel 3—4 km Breite. Das Firnbassin ist nach Merzbachers Forschungen mit dem des Seménow-Gletschers gemeinsam.

3. Der Inýltschek-Gletscher. Gen Süden wird der Muschkétow-Gletscher von einer wundervoll formenreichen Hochkette, dem westlichen Sary-dschas-tau, getrennt von dem nächsten, weiter südlich liegenden Riesengletscher, aus welchem einer der linken Sary-dschas-Nebenflüsse, der Inýltschek entspringt und welchen wir nach der Lage seines Endes bereits seit der Expedition Ignátjews aus dem Jahre 1886 kennen. Auch hier hat aber erst die Expedition Merzbacher den Schleier gelüftet über dem, was hinter dieser schon bekannten Eiszunge liegt. Durch diese neuesten Forschungen hat

¹⁾ Peterm. Mitt., Erghft. 149, Gotha 1904, S. 66—67.

sich ergeben, daß die Zunge des Inýltschek-Gletschers sich aus zwei bis zu ihrem Firnbecken 75 km (!) langen Eisströmen bildet, deren Eismassen durch eine Abzweigung der Hauptkette des Gebirgsmassives, eben durch jenen Seitenast, in welchem, wie wir wissen (vgl. vorher S. 248), der mächtige Khan-Tengri-Gipfel steht, in zwei Ströme zerlegt wird. Von solchen Gletscherlängen hatte man bisher aus den Hochregionen des Tiën-schan keine Ahnung! Was wir als Charakteristika an den beiden kleineren nördlicheren Eisströmen bisher kennen gelernt haben, steigert sich hier ins Großartige. Besonders scheint dies nach Merzbachers Angaben¹⁾ bei der Schuttbedeckung des Gletscherendes der Fall zu sein. Auf etwa 19 km Länge ist hier der Gletscher in seiner ganzen, etwa 3 km betragenden Breite von einem wahren Gebirge von Moränenschutt und Blöcken bedeckt, dessen Mächtigkeit mindestens 100 m beträgt. Dasselbe ist heute durch Verwitterung, Erosion der Gletscherwässer und Bewegungen des Eises seiner Unterlage in Ketten und Gipfel der verschiedenartigsten Form, Täler, Mulden, Kessel usw. aufgelöst. Das Material zu dieser Schuttbedeckung haben außer den glazial transportierten Moränen vor allem auch die am Unterlauf des Eisstromes bis zu beträchtlicher Höhe eisfreien Abhänge und ihre schluchtartigen Seitentäler geliefert. Das auf der Eisdecke aufgetürmte Schuttgebirge ist so lückenlos, daß nur an den Rändern Eis zutage tritt und die tiefer als am Seménow-Gletscher (bis etwa 3200 m) herabreichende Gletscherzunge vor Abschmelzung geschützt wird.

Dieses Schuttgebirge des Inýltschek-Gletschers erschwert natürlich die Begehung des unteren Gletscherendes außerordentlich und bei seinem ersten Besuch 1902 mußte Merzbacher aus diesen und aus technischen Gründen nach wenigen Kilometern umkehren. Erst nach Rückkehr im nächsten Jahre (1903) und bei besserer Verproviantierung gelang es, den gewaltigen Gletscher bis in die Nähe seiner Firnmulde, bis zum Fuß des bisher auf unseren Karten seiner genauen Lage nach so unsteten Khan-Tengri zu forcieren. Die Schilderung dieser interessanten Gletscherfahrt²⁾ gehört zu dem Eindrucksvollsten, was uns Merzbacher bisher berichtet hat.

Es ergab sich dabei, daß etwa 17 km vom Zungenende die Spaltung des ganzen Eisstromes durch jenen Nebenkamm, auf

¹⁾ Peterm. Mitt., Ergheft 149, S. 25 ff.

²⁾ Pet. Mitt., Ergheft. 149, S. 68 ff.; Zeitschr. d. Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereins, 37. Bd., 1906, S. 148—149.

dem der Khan-Tengri steht, eintritt. Gleichzeitig fand sich der nördliche Seitenast des Gletschers gesperrt durch einen ausgedehnten, etwa 3600 m hoch gelegenen Eis-Stausee. Merzbachers weitere Begehung des Eisstromes wurde daher auf den Süd-Ast beschränkt. Sehr bald aufwärts der Talgabelung wurde schuttfreies Eis erreicht und auf ihm 3 Mittel- und 2 Seitenmoränen gefunden. In jeder dieser Moränen herrschte anderes Material vor; in der Moräne am linken Ufer heller Granit, in der nächsten hellgrüner Kalk, in der folgenden dunkler Schiefer und Marmor, in der dann benachbarten nur Marmor. Die rechte Seitenmoräne zeigte dagegen dunkle Eruptivgesteine. Da man das eigentliche Firnbecken des Haupt- wie seines Seitengletschers nicht direkt zu untersuchen vermochte, schließen die Beobachtungen Merzbachers mit diesen Angaben über Moränenmaterial und seine eigenartige Sonderung.

4. **Der Kaındý-Gletscher.** Von dem nächsten, südlich des Inýltschek-Gletschers folgenden Tal- und Eisstrom des Khan-Tengri-Massives, dem des Kaındý, glaubte Merzbacher noch in seinem vorläufigen Bericht¹⁾, beiden seien auf alle bis zur Zeit der Herausgabe seiner Mitteilungen (1904) vorhandenen Karten nicht eingetragen gewesen. Das ist ein auch Merzbacher nachträglich bekannt gewordener Irrtum. Zunächst zeichnet bereits die Karte zur Ignátjewschen Expedition²⁾ in ziemlich richtiger allgemeiner Lage den Unterlauf des Kaındý-Flusses und -Tales ein. Vor allem aber findet sich Tal, Fluß und Gletscher auf der Ende März 1904 erschienenen Karte Professor Brocherels, welche dieser gelegentlich eines zusammen mit dem Fürsten Scipio Borghese und dem Schweizer Bergführer Zurbriggen im Sommer 1900 unternommenen und bis in diese so wenig bekannten Hochtäler hineinführenden Jagdzuges aufgenommen hatte. Auch wird in den als Text zu dieser Karte aufzufassenden Mitteilungen³⁾ Brocherels von der erstmaligen Begehung des Kaındý-Gletschers unter Zurbriggens Führung und der von dem Firngebiet dieses Gletschers aus erfolgten Fixierung des Khan-Tengri-Gipfels (also schon im Jahre 1900) in der den Inýltschek-Gletscher nördlich begrenzenden Gebirgskette berichtet. Nach Brocherels literarischen wie kartographischen Angaben findet sich Kaındý-Fluß-, -Tal und -Gletscher in ziemlich richtiger vorläufiger Lagenangabe auch auf meiner dem

1) Peterm. Mitt., Erghft. 149, S. 77.

2) Iswjestija der Kais. Russ. Geogr. Ges. 1887.

3) Vgl. Boll. della Soc. Geogr. Italiana, 4. ser., Bd. V, 451—90; 574—603; 633—71. Rom 1904.

XX. Bande der Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg beigegebenen Karte.

Ist somit in bezug auf Priorität der Erforschung des Kaĩndý-Tales und -Gletschers Merzbachers Angabe¹⁾ zu korrigieren, so ist im übrigen wiederum seine Expedition es gewesen, welche weitere Angaben auf Grund eigener Begehung heimbrachte.²⁾

Danach ist der Kaĩndý-Gletscher im ersten Viertel seines Laufes ebenfalls von einem, allerdings weit weniger mächtigen Schuttgebirge bedeckt, als dies beim Inýltschek-Gletscher der Fall war. Schon nach 5—6 km wird das Eis schuttfrei. Dagegen hat weiterhin die Erosion der Schmelzwässer die Oberfläche des Eises ähnlich uneben gestaltet, wie wir dies beim Seménow-Gletscher kennen lernten. Erst im hinteren Teil des Stromes wird die Oberfläche wieder eben. Die Gesamtlänge gibt Merzbacher auf nur 18—20 Werst (19—21 km) an. Das hat seinen Grund darin, daß dieser Gletscher im Vergleich zu seinem unmittelbar nördlichen, sowie zu seinem gleich zu erwähnenden direkt südlichen Nachbar in ein Nebental der den Inýltschek-Gletscher südlich begleitenden Gebirgskette eingeschoben ist.

5. **Der Koi-káf-Gletscher.** Ein bisher gänzlich unbekanntes Tal hat uns dagegen die Merzbachersche Expedition weiter südlich zum ersten Male erschlossen, das des Koi-káf-Flusses³⁾. Leider stellte sich dasselbe als derartig wild und unwegsam heraus, daß die Expedition umkehren mußte, ehe man den Talhintergrund erreicht hatte. Trotzdem glaubte sich Merzbacher zu der Annahme berechtigt, daß dort ein dem Inýltschek-Gletscher an Ausdehnung ungefähr ebenbürtiger Gletscher liegen müsse. Seine Karte zeigt denn auch diesen noch von keinem wissenschaftlichen Reisenden betretenen und erforschten Eisstrom in dieser Lage und Länge eingetragen.

6. **Der Sabawtschö-Gletscher.** Damit wären wir, fortschreitend gen Süden, bereits den südlichen, gegen das trockene Tarim-Becken abstürzenden Ketten des Massives nahegekommen. Wir würden die größten heutigen Gletscher der Westseite des Khan-Tengri-Massives kennen gelernt haben und damit die Wasserspender für den gewaltigen Fluß, welcher außerhalb des Gebirges als Aksu in den Tarim fließt, innerhalb desselben als Sary-dschas die sämtlichen aus dem Gebirgsknoten

¹⁾ Worauf er selber übrigens bereits anmerkungsweise hinweist. Peterm. Mitt., Erghft. 149, S. 2.

²⁾ Ebenda, S. 77 ff.

³⁾ Peterm. Mitt., Erghft. 149, S. 79 ff.

des Khan-Tengri-Massives sich entwickelnden und westlich bis in die Quellregionen des Naryn fortziehenden Ketten dieses Tiën-schan-Teiles in gigantischem Quertal durchschneidet. Nur ein in den Vorketten der Randzüge gelegener, schon auf Ignátjews Karte 1887 erscheinender, von Merzbacher begangener Gletscher von etwa 23 km Gesamtlänge, der Sabawtschö-Gletscher¹⁾, bleibt auf der Westseite des Massives noch zu erwähnen. Doch auch er zeigt die Charaktermerkmale der uns bereits bekannten Gletscher, vor allem die gewaltige Bedeckung der Zunge mit Schutt, wobei hier in den wüstennäheren, heißeren und trockneren Südabhängen des Massives keinerlei Bindemittel die oft gewaltig großen Blöcke dieser Schuttdecke verkittet. Dadurch wird auch beim Sabawtschö-Gletscher die bis etwa 2750 m herabreichende Zunge vor Abschmelzung geschützt und die Unwegsamkeit der unteren Partien eine fast noch größere, als beim Inýltschek-Gletscher.

7. **Die Gletscher des Ostabhanges des Khan-Tengri-Massives.** Es scheint mir nach den Beschreibungen Merzbachers und der Zeichnung seiner Karte kein Zweifel möglich, daß der äußerst intensiven Gletscherentwicklung gegen Westen, als der stark durchtalten, feuchteren Wetterseite des Massives, eine relativ unbedeutende Gletscherentwicklung auf der nur von kürzeren, zum Musart-Tal ziehenden Tälern durchzogenen trockneren Ostseite gegenübersteht. Hoffentlich werden die vor- und diesjährigen Forschungen Merzbachers die Lücken in unserer Kenntnis dieser Ostseite ausfüllen. Denn die Gletscher des Musart-Passes im Übergangsgebiet zum Chalyk-tau sind seit alters bekannt und beschrieben, so daß in dieser Hinsicht Merzbachers neueste Angaben²⁾ wenig direkt Unbekanntes entschleiern. Dagegen ist das Gebirge zwischen der Linie des Musart-Passes und den hohen Gipfeln des Khan-Tengri-Massives um den Knotenpunkt des Pik Nikolai-Michailowitsch hinsichtlich Gletscherbedeckung desto unbekannter.

II. Die Spuren einer diluvialen Eiszeit im Tiën-schan.

Ein Gebirge, welches in seinen Hochregionen noch heute derart reiche Bedeckung mit Eis und Schnee zeigt, wie es nach den modernen Untersuchungen des Khan-Tengri-Massives immer zweifelloser geworden ist, wird nicht nur in diesen höchsten Teilen, sondern auch in der Umgebung seiner weniger hohen, aber über die Schneelinie aufragenden Gebirgzüge, Hochflächen und Hochtäler Spuren einer zur Diluvial-

¹⁾ Peterm. Mitt., Erghft. 149, S. 54 ff.

²⁾ Peterm. Mitt., Erghft. 149, S. 32 ff.

zeit noch weit intensiveren Vereisung aufweisen. So findet man denn schon in den Schilderungen der ersten wissenschaftlichen Forscher im Tiën-schan, bei P. v. Seménow (1856—57) und Sjewerzow (1864—68) gelegentliche Angaben über Glazialablagerungen, vor allem über alte Moränen. Ferner kartierte sie der um die geologische Aufnahme des Gebirges (besonders in seinen westlichen und zentralen Teilen) verdiente russische Geologe Muschkétow, dessen Reisen in die Jahre 1874—1880 fallen. Auf seiner großen, in russischer Sprache im Jahre 1886 in sechs Blatt (1:1260000) erschienenen geologischen Karte von Turkestan läßt sich an den betreffenden Signaturen verfolgen, wo Muschkétow Glazialablagerungen beobachtet hat. In seinem als Text zu dieser Karte aufzufassenden Werke „Turkestan“ (Bd. I St. Petersburg 1886; Bd. II St. Petersburg 1906; posthum erschienen und von Obrutschew und Bogdanówitsch veröffentlicht; beide Bände in russischer Sprache) sind weitere Angaben über diese Beobachtungen enthalten.

Trotzdem ist die Bedeutung, welche die diluviale Eiszeit besonders für das äußere Bild des heutigen Gebirges gehabt hat, so recht erst in letzter Zeit erkannt worden, als die eingangs genannten Expeditionen mit den vermehrten Erfahrungen der modernen Eiszeitforschung in europäischen Gebirgen, vor allem in den Alpen, erneuerte Angriffe zur Erschließung des zentralen Tiën-schan unternahmen. Zu diesen jüngsten Beobachtungen habe ich selber einiges beisteuern können, was immerhin zu gewisser Erweiterung unseres Wissens über das glaziale Phänomen im Tiën-schan geführt hat.

Ich möchte auf diese Beobachtungen des Jahres 1902 hier kurz zurückkommen, um dann daran einige Ergebnisse der späteren Expedition Huntingtons über das gleiche Problem ergänzend anzufügen. Bei Merzbacher findet man in den vorläufigen Berichten merkwürdig wenig Beobachtungen über die diluviale Eiszeit; wahrscheinlich mit Absicht, weil dieser Forscher die Spuren derselben später gesondert und im Zusammenhang zu bearbeiten gedenkt.

1. Spuren der Eiszeit aus dem Gebiet zwischen dem Ostende des Issyk-kul und dem Khan-Tengri-Massiv. Da unsere Expedition 1902 die von ihr berührten Gebiete sehr kursorisch begangen hat, so ist alles, was ich im folgenden anzugeben vermag, nur Bruchstück, nur am Wege gemachte Beobachtung. Zu einer systematischeren Erforschung auch nur irgend eines Talzuges blieb mir nirgends Zeit. Das bleibt im ganzen Tiën-schan noch für lange ein äußerst dankbares, wenn auch nicht leichtes Forschungsziel der Zukunft!

Um vom Ostende des Issyk-kul in die Gegend des Sary-dschas, in die Hochregionen des Khan-Tengri-Massives zu gelangen, benutzte unsere Expedition das Turgén-Aksú-Tal und den Kara-kür-Paß (vgl. Karte S. 243).

Beim Ausgang des Turgén-Aksú in die Niederung des hier früher weiter ausgedehnten Issyk-kul sind vom Flusse mächtige Schotter-Terrassen aufgebaut, welche ich für fluvioglazial halten möchte; denn der heute diese Schotter durchsägende Fluß durchströmt ein Tal, welches besonders von seinem mittleren Teile an alle Spuren eines echten glazialen Trogtales an sich trägt. Der Boden desselben war mit altem Moränenschutt bedeckt, zwischen welchem sich der Fluß, streckenweise in mehrfache Arme zerteilt (vgl. Abb. 7), seinen Weg sucht und an den Talwänden ließen sich zweifelloose Gletscherschliffe im anstehenden Phyllit bis zu Höhen über 2800 m und Granitfindlinge bis zu über 3160 m Höhe nachweisen. Da der Talboden des mittleren Turgén-Aksú-Tales in rund 2700 m liegt, kann man daraus einen gewissen Anhalt für die ungefähre Mächtigkeit des einst hier zu Tal ziehenden Gletschers entnehmen. Dieser glaziale Trogtalcharakter mit Karnischen an den Wänden und altem Moränenmaterial auf dem Boden setzte sich auch in die obere Hälfte des Turgén-Aksú-Tales fort. Im Talhintergrund liegen dort heute am Nord-Abhang der Terskei Ala-tau-Kette nur unbedeutende Reste der einstigen Eisbedeckung in Nischen der hier über 4500 m hohen Felswände (vgl. Abb. 8).

Weit deutlicher noch wurden die glazialen Spuren, als wir die Terskei Ala-tau-Kette (an deren Nordabhang der Turgén-Aksú abfließt) im Kara-kyr-Pass überschritten hatten und hinabstiegen in die Gegend der Vereinigung des Flusses Külú mit dem Sary-dschas. Auch hier trafen wir mächtige Schotterterrassen, welche wohl sicher fluvioglazial entstanden waren und das unterste Laufstück des Külú nahe der Einmündung in den Sary-dschas vollständig auffüllten. Der Külú hatte sich in diese Schottermassen ein terrassenförmig abgestuftes Tal von wohl 100 m Tiefe eingesägt. Nahe der Einmündung des Külú in den Sary-dschas lagen die in Dreizahl vorhandenen Terrassen (vgl. Abb. 9) in folgenden Höhen: 2690 m, 2765 m, 2795 m. Am besten erhalten ist die zweite Terrasse. Sie bietet beiderseits des Flusses einen bequemen Weg stromabwärts; die dritte oberste Stufe dagegen ist heute vielfach nur undeutlich an der Talwand erkennbar. Das Material aller dieser Terrassen bestand aus dem deutlich abgerollten Gesteins-



Abb. 7. Tal des mittleren Turgén-Aksú (2700 m) am Nordabhang des östlichen Terskei Ala-tau.

(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

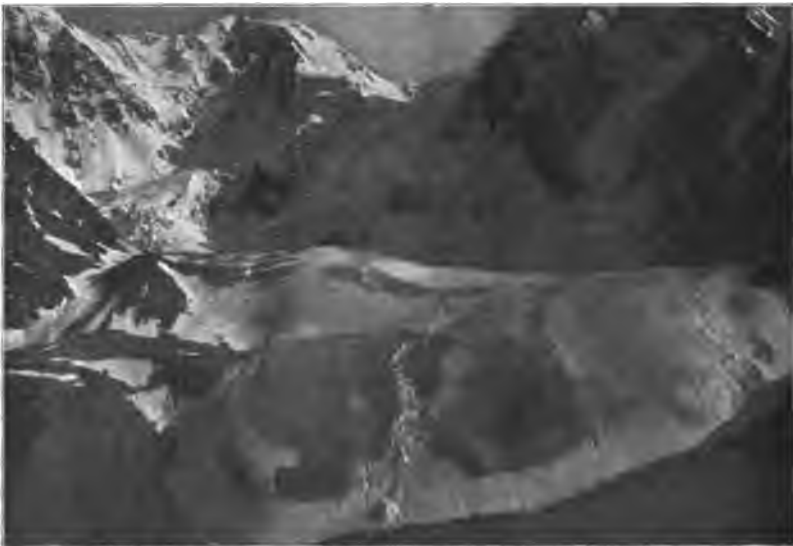


Abb. 8. Gletscher im Hintergrund des Turgén-Aksu-Tales am Nordhang des östlichen Terskei Ala-tau. Gletscherende 3455 m. Höhen im Hintergrund des Bildes über 4500 m.

(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

schutt des mittleren und oberen Külü-Tales, verbunden durch ein sandig-toniges Bindemittel.

Dieses mittlere und obere Külü-Tal trug nun bis hinauf zu seinem heute von nur unbedeutenden Gletschern erfüllten Hintergrund die mannigfachsten Glazialspuren. Zunächst mündeten in seinem mittleren Teil alle Nebenflüsse in Stufen zum Haupttal. Teils wurden diese Stufen in Kaskaden, teils in direktem Wasserfall überwunden; mit anderen Worten das mittlere Külü-Tal trug zweifellose Anzeichen glazialer Übertiefung gegen seine Nebentäler. Dazu kam sein völlig trogartig breites Talprofil und die unzweifelhaften Moränenwälle, welche an



Abb. 9. Fluvioglaziale Schotterterrassen an der linken Talwand des unteren Külü.

(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

den verschiedensten Stellen als Zeichen zeitweiligen Stillstehens des abschmelzenden alten Külü-Gletschers das mittlere Tal querten.

Diese alten Moränenwälle ließen sich bis zu den heutigen Külü-Quellgletschern, nahe dem Külü-Paß, verfolgen, wo sie übergingen in das heutige, vielfach von Moränenseen unterbrochene und von Moränenhügeln der letztverlassenen Stirnmoränenzüge bedeckte Gletschervorland der Külü-Quellgletscher (vgl. Abb. 10). Die genaue Lage aller beobachteten alten Moränenwälle im Külü-Tale habe ich auf der Karte J

Külü'-Paß 4200 m



Abb. 10. Quellgletscher des Külü'. Heutiges Gletscherende in 3740 m. Davor von Moränen bedeckter alter Gletscherboden. Auf der linken heutigen Seitenmoräne des Gletschers in der Mitte des Bildes führt der Pfad zum 4200 m hohen vergletscherten Külü'-Paß.
(Nach Originalaufnahme von W. W. Sapóchnikow.)

meines Reisewerkes in Bd. XX der Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg eingetragen.

Vom Külü-Tal gelangte unsere Expedition über den Külü-Paß (4200 m) in das Irtäsch-Tal weiter südlich. Auch dieses zeigte alle Anzeichen der Vergletscherung zu diluvialen Zeiten. An der Stelle seiner Umbiegung aus der Nord-Süd- in die dem nördlicheren Külü parallele Ost-West-Richtung lagen die deutlich erhaltenen Stirn- und Ufermoränen eines einst vom Ischigárt-Tau abgeflossenen alten, heute fast verschwundenen diluvialen Gletschers. Auch begann von dieser Stelle eine noch viel intensiver als im Külü-Gebiet vorhandene Schotter-Bedeckung auf dem Talboden des unterhalb der Umbiegung Ütsch-kul benannten Flusses. Im Querschnitt war das Tal ein weiter Trog und auf dem Boden, welcher mit fluvio-glazialen Schottern mächtig bedeckt war, hatte sich der heutige Fluß in zwei deutlichen Terrassen eingesägt, von denen die obere etwa 20 m über der unteren lag (vgl. Abb. 11).

Jeder mit den modernen Methoden der Glazialgeologie und Morphologie Vertraute wird erkennen, daß schon in diesen wenigen Beobachtungen, welche ich im Jahre 1902 während der Sapóschnikowschen Expedition über glaziale Ablagerungen im Turgén-Aksú-, Külü-, Irtäsch- und Ütsch-kul-Tal gemacht habe, ein gewisser Anhalt gegeben sein könnte, von einer mehrfachen, mindestens zweimaligen, durch jene mit den Moränen eng verknüpften Schotterterrassen angedeuteten diluvialen Vereisung im Tiën-schan zu sprechen. Ich habe es weder damals nach Rückkehr von der Reise gewagt, diese Folgerungen zu ziehen, noch möchte ich es heute auf Grund meines lückenhaften Materials tun. Daß aber für eine solche Folgerung eine gewisse Wahrscheinlichkeit tatsächlich vorhanden gewesen wäre, haben die genaueren, später noch zu erwähnenden Ergebnisse der Reise Huntingtons für nahe benachbarte Teile des Gebirges südlich des Issyk-kul erwiesen.

Das vierte Gebiet, in welchem ich in diesen Regionen des Tiën-schan Feststellungen über eiszeitliche Gletscherspuren anstellen konnte, war das des Sary-dschas-Quellgebietes. Hier hatte zweifellos der vereinigte heutige Seménow- und Muschkétow-Gletscher das obere Sary-dschas-Tal einst weithin mit Eis bedeckt und seine Unterlage stark modifiziert.

Vor allem ließ sich im obersten Sary-dschas-Gebiet in Gestalt einer deutlich erhaltenen und talabwärts bis nahe zur Adyr-tör-Ein-



Abb. 11. Blick in das von West nach Ost ziehende schottererfüllte Tal des Ütsch-kul (= unterer Irtäsch). Talboden im Mittelgrund des Bildes etwa 2700 m hoch.



Abb. 12. Talleiste als Rest eines alten Talbodens am linken Ufer des oberen Sary-dschas. Die Stufe wird von den Schmelzwässern der heutigen Gletscher in Kaskaden durchsägt.

(Beide Ansichten nach Originalaufnahmen des Verfassers.)

mündung (Abfluß des Muschkétow-Gletschers, vgl. vorher S. 252) verfolgbaren Talleiste ein deutlich sichtbarer alter Talboden nachweisen (vgl. Abb. 12). In diesen älteren, etwa 100 m über dem heutigen Niveau erhaltenen Talboden hatte der diluviale Seménow-Gletscher ein neues Tal eingetieft, welches gegen sämtliche Nebentäler über-tieft erschien. Diese letztere Tatsache ließ sich hier im obersten Sary-



Abb. 13. Hängendes Seitental nahe der Einmündung
des Aschu-tör in den oberen Sary-dschas.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

dschas-Tal durch die sogenannten „hängenden“ Nebentäler zweifellos nachweisen (vgl. Abb. 13). Über die Stufenmündungen dieser hängenden Täler stürzten die heutigen Zuflüsse des oberen Sary-dschas in Kas-kaden herab, während die Querprofile der „hängenden“ Nebentäler ausgezeichnete U-Talprofile darboten mit sehr gut sichtbarer Eisschliff-grenze (vgl. Abb. 14) und im Hintergrund des Tales meist trefflich

erhaltenen Talschlüssen. Dazu waren die Flanken der Haupt- wie Nebentäler in diesem obersten Sary-dschas-Gebiet von scheuerndem Eise poliert und die Spuren dieser Vorgänge in gut erhaltenen Gletscherschliffen sichtbar. Auch alter Moränenschutt war in den verschiedensten Rückzugsstadien des eiszeitlichen Sary-dschas-Gletschers zur Ablagerung gekommen.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß uns Merzbacher bald analoge und gleich unverkennbare Eiszeitspuren aus dem Vorlande und den Talzügen der übrigen, nach ihrem heutigen Aussehen früher kurz charakterisierten großen Gletscher des Khan-Tengri-Gebietes mitteilen



Abb. 14. Glaziales U-Tal des Kaschka-tör, eines rechten Zuflusses des Sary-dschas.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

wird, und daß wir dann sagen dürfen, daß die diluviale Vereisung der gesamten Regionen zwischen dem Ostende des Issyk-kul und dem Khan-Tengri-Massiv mit Sicherheit erkannt und in ihrer morphologischen Bedeutung festgelegt sein wird.

2. Der Dsungarische Ala-tau. Dasselbe gilt schon heute und mit gleicher Sicherheit von anderen letzthin bereisten Gebirgstteilen des mächtigen Tiën-schan-Systems. Mir selber gelang der Nachweis für den am weitesten gen Norden gerückten, nördlich des Ili-Beckens gelegenen Ast, den Dsungarischen Ala-tau auf der gleichen Sapóschnikowschen Expedition des Jahres 1902.

Um nicht zu wiederholen, und vor allem gezwungen durch den Mangel einer geeigneten Karte, welche ich diesem Aufsatz begeben könnte, verweise ich hier auf das, was ich in Text und Karte im Bd. XX der Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg publiziert habe, und beschränke mich in diesem Zusammenhange auf folgendes. Auch im Dsungarischen Ala-tau hatten die heutigen Gletscher zur Eiszeit zweifellos bis weit in ihre Täler hinab ihre Eismassen vorgeschoben. Moränen, Gletscherschliffe, U-Talprofile, Kare, übertiefte Täler sind hier genau so deutlich und in gleicher Häufigkeit wie im Khan-Tengri-Massiv und seiner Umgebung (vgl. Abb. 15, 16, 17).

Wie der Verlauf dieser Vereisung im einzelnen vor sich gegangen, bleibt im Augenblick auch im Dsungarischen Ala-tau gleich schleierhaft wie in der Umgebung des Khan-Tengri. Die bisherigen Untersuchungen sind dazu auch hier viel zu cursorisch und mit zu geringen Mitteln unternommen worden. Die einzige Gegend des Tiën-schan, wo dagegen neuerdings hinlängliche Versuche nach dieser Richtung gemacht wurden, ist die von Huntington bereiste Gegend im Süden des Issyk-kul. Mit den Ergebnissen dieses Reisenden wollen wir uns daher zum Schluß noch kurz befassen.

3. **Der Tiën-schan im Süden des Issyk-kul.** Huntington¹⁾ kommt nach seinen Untersuchungen in den Gebirgen südlich des Issyk-kul und in der Umgegend des Tschatyr-kul zu der Annahme, daß im Tiën-schan zwei Eiszeiten sicher, fünf wahrscheinlich seien und daß man sie als voneinander getrennt durch wärmere Interglazialzeiten mit gesteigerter Erosionstätigkeit der Schmelzwässer aufzufassen habe. Die zu diesem Endergebnis führenden Untersuchungen beziehen sich in erster Linie auf Moränen und Schotter-Vorkommnisse. Huntington hat in relativ kurzer Zeit in 24 verschiedenen Tälern des von ihm besuchten zentralen Tiën-schan südlich des Issyk-kul Moränen genauer kartiert. Auf einer besonderen Tafel seines Werkes (S. 184, Tafel III desselben) gibt er ein übersichtliches Verzeichnis.

Der einfachste Fall von nur zwei alten Moränen fand sich z. B. im Tülük-Tal im Norden des Son-kul. Fünf hintereinander liegende wohl erhaltene alte Moränen traf Huntington im Jukuchak-Tal, südlich des Issyk-kul. Aus solchen und anderen genau beschriebenen Moränenfunden läßt sich indessen nach Huntingtons eigener Aus-

¹⁾ Explorations in Turkestan. Expedition of 1903, under the direction of R. Pumpelly. Washington 1905, S. 159 ff. Vgl. auch mein Referat in Peterm. Mitt. 1906, Heft III.

Paß Ui-tas
3600 m

Kar

Kar



West

Abb. 15. Die Ui-tas-Kette im Dsungarischen Ala-tau.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

Ost



Abb. 16. Das glazial umgestaltete Wannental der Kora im Dsungarischen Ala-tau. Blick gen SO. Talboden im Vordergrund 1800 m hoch.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)



Abb. 17. Moränenschuttmassen auf dem Boden des oberen Kora-Tales
im Dsungarischen Ala-tau.
(Nach Originalaufnahme des Verfassers.)

sage nicht unzweideutig entnehmen, ob wir es mit Rückzugsstadien und Spuren von Stillstandslagen oder mit selbständigen Glazial- und Interglazialzeiten zu tun haben. Vielmehr ergibt sich, daß nach den Moränenfunden für 15 der 24 untersuchten Glazialtäler die Annahme einer Eiszeit, unterbrochen durch mehrfache Stillstandslagen und durch Anhäufung von Moränenmaterial während des Abschmelzungsprozesses genügt.

Die restierenden neun der untersuchten moränenerfüllten alten Glazialtäler sind nach Huntington nicht durch eine solche Annahme einer Eiszeit erklärt, liegen vielmehr auf einer Topographie, welche verschieden von der heutigen ist, so daß man annehmen muß, daß die Moränen und der Boden, auf welchem sie ruhen, durch die Erosion reichlich fließenden Wassers zuzeiten wärmerer Interglazialzeiten ausgewaschen wurde. Ob diese Eiszeiten sich in einer Zwei- oder Mehrzahl wiederholten, bleibt dabei auch Huntington noch zweifelhaft.

Deutlicher als bei den Moränen sprechen nach meiner Ansicht für eine Mehrheit dieser Eiszeiten des Tiën-schan die Beobachtungen, welche auch Huntington an den Schotterterrassen fluvioglazialen Ursprungs in zahlreichen Tälern hat machen können.

Die Zahl dieser von Huntington beobachteten Flußterrassen erreicht freilich in seinem Arbeitsgebiet eine vielfach weit höhere Zahl, als ich in den von mir begangenen Tälern zu beobachten Gelegenheit hatte. Sie steigt auf neun, schwankt gewöhnlich aber zwischen drei und fünf. Das Maximum der Terrassen (neun) übersteigt somit beträchtlich das der beobachteten alten Moränen (fünf). Daraus ergibt sich eine gewisse Schwierigkeit bei dem Versuche, zu den jeweiligen fluvioglazialen Schotterterrassen die zugehörigen alten Moränen zu finden. Immerhin mag dieses vielfache Nichtübereinstimmen auf Rechnung der Tatsache gesetzt werden können, daß einige Terrassen-serien durch ein oder zwei untergeordnete Terrassen kompliziert wurden; denn derartige Terrassen zweiter Ordnung würden sich unschwer durch Pendeln der Flüsse erklären lassen.

Immerhin scheint mir auch durch Huntingtons Untersuchungen die Frage nach der Zahl der Eiszeiten im Tiën-schan noch nicht gelöst.

Zur Vergletscherung der Cordilleren des tropischen Südamerika.

Von Wilhelm Sievers.

Durch die Reisen und Abhandlungen von Hans Meyer¹⁾ in Ecuador, G. Steinmann²⁾ und R. Hauthal³⁾ in Süd-Perú, Bolivia und Nord-Argentina ist unsere Kenntnis von der jetzigen und früheren Vergletscherung der Cordilleren in den letzten Jahren erheblich erweitert und auf eine sichere Grundlage gestellt worden.

Infolgedessen gewinnen manche ältere Beobachtungen einen größeren Wert, insofern sie durch andere, neuere, gestützt werden. Andererseits aber liegt es nahe, die damaligen Beobachtungen im Lichte des heutigen Wissens über die Eiszeit zu betrachten, und die seinerzeit gezogenen Schlüsse zu ergänzen und zu revidieren.

Von diesem Gesichtspunkt aus habe ich es für erwünscht gehalten, meine Bemerkungen über die Vergletscherung der Cordillere von Mérida⁴⁾ und der Sierra Nevada de Santa Marta⁵⁾ einmal wieder vorzunehmen und mit dem heutigen Stande der Kenntnis zu vergleichen. Denn als ich damals dort beobachtete, war die Lehre von der Eiszeit noch in ihren Anfängen und diejenige von der Vergletscherung auch der Tropen, in entsprechenden Höhen, ist erst durch meine Beobachtungen zum ersten Male wirklich bewiesen worden⁶⁾. Immerhin

¹⁾ In den Hochanden von Ecuador. Mit Atlas. Berlin 1907.

²⁾ Pet. Mitt. 1906, 1—13, 25—32. Centralblatt für Mineral., Geol., Paläontol.; Stuttgart 1904 S. 4. The Geographical Journal 15, 1905, 498. Ferner Monatsberichte der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1906.

³⁾ Vorläufige Ergebnisse bei Hans Meyer, a. a. O. S. 474.

⁴⁾ Die Cordillere von Mérida. Geogr. Abhdlgen III 1, Wien u. Olmütz 1888, S. 76—88, 145—166. S. auch Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1884, Bericht über die Besteigung der Nevada; ferner: Venezuela. Hamburg 1888, S. 158—166.

⁵⁾ Zeitschr. Ges. Erdkde. Berlin 1888, 81—86; mit Karte, sowie Verhandl. Ges. Erdkde. Berlin 1886, 397—400.

⁶⁾ Steinmann in Monatsberichte der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1906. Sep.-Abdr. S. 3.

wurde damals noch nicht so großer Wert auf Beobachtungen dieser Art gelegt, wie heute. Manche in meinen Tagebüchern befindlichen Angaben erhalten erst jetzt einen solchen. Ich habe daher in dieser Mitteilung zusammengestellt, was mir aus meinen Aufzeichnungen noch nachträglich der Veröffentlichung wert erschien; dazu gehören auch Kärtchen, Profile und Abbildungen, die seinerzeit aus anderen Gründen nicht veröffentlicht worden sind.

Die Sierra Nevada de Santa Marta.

Die Hauptkette der Sierra Nevada de Santa Marta enthält dort, wo ich sie betreten habe, etwa 8 Schneegipfel, Nevados, und mehrere Firnfelder. Ihre Höhe ist von mir nicht genau bestimmt worden, beträgt aber wahrscheinlich 5100 m. Erreicht habe ich die Höhe von 4710 m an der Südseite des einen Hauptgipfels. Diese Höhe entsprach im Februar 1886 der unteren Grenze eines Eisfeldes, dessen grünes Eis von einer mäßigen Firndecke überlagert war. Die Ausdehnung der Eis- und Firnfelder über den Südhang der Hauptkette ist nicht groß; es scheint vielmehr, daß auch hier der Schnee im Rückgang ist; doch habe ich keine Sicherheit darüber gewinnen können, da die Angaben der Arhuaco-Indianer sehr unzuverlässig sind und die Colombianer die Nevada überhaupt nicht ersteigen. Ist also die heutige Firngrenze am Südabhang der Hauptstelle etwa 4710 m, so dürfte sie am Nordabhang wohl etwas tiefer herabreichen, da dieser weit reicher an Niederschlägen ist als jener. Nimmt man 4600 m für den Februar als Firngrenze am Nordabhang an, so stimmen diese Zahlen mit den von Hans Meyer für Ecuador gefundenen, nämlich 4700—4800 m, ausgezeichnet überein. Wenn in Ecuador die Firngrenze etwa 100 m höher liegt als in der Nevada de Santa Marta, so läßt sich das sehr wohl aus dem Unterschiede in der geographischen Breite — die Schneekette der Nevada liegt nahe 11° N — erklären.

Die Eisgrenze fällt auf der Südseite mit der Firngrenze zusammen; eigentliche Gletscherzungen dürften kaum vorkommen. Der von F. J. J. Simons¹⁾ erwähnte Gletscher oberhalb 4700 m Höhe auf dem Hauptgipfel ist offenbar das von mir erreichte Eis- und Firnfeld in gleicher Höhe. Dagegen halte ich es für möglich, daß wegen der größeren Niederschlagsmenge des Nordabhangs Eiszungen dort unter die Firngrenze herabreichen und somit an Stelle der Eisfelder wirkliche Gletscher, wenn auch nur in geringer Ausdehnung, treten können.

¹⁾ Proceedings Royal Geographical Society 1881, 708.

Unterhalb der noch heute vereisten höchsten Teile der Schneekette erstreckt sich ein Gürtel mit glazialen Erosionsformen. Zu diesen sind zu rechnen die Lagunen, denen der Rio Catáca entspringt. Sie liegen in Kahren vor dem jetzigen Rande der Firngrenze, in Höhen von etwa 4000—4100 m die östlichen (Dschiwuo), in solchen von vermutlich 4000—4200 m die westlichen, und bezeichnen offenbar die Betten zweier von der Schneekette herabgestiegener Gletscher.

Diese sind um so sicherer anzunehmen, als sich Moränen nach Süden zum Hauptbach des Catáca herabziehen. Zu beiden Seiten

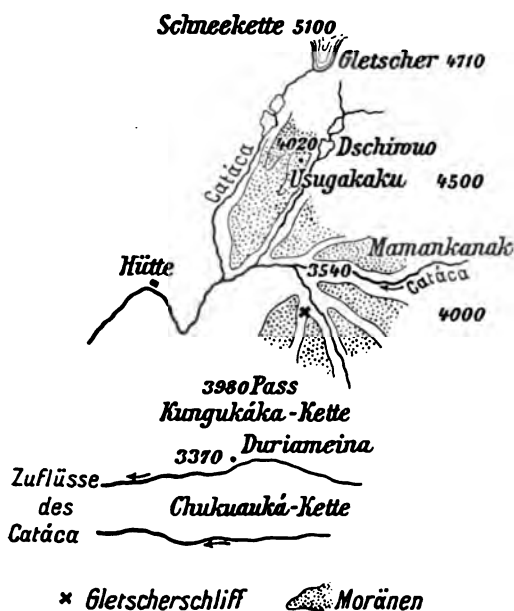


Fig. 1. Skizze der Moränen im Quellgebiet des Catáca.

1 : 400 000.

des durch die Dschiwuo-Lagunen ziehenden Baches liegen mächtige Moränen. Die rechte Ufermoräne des alten Gletschers ist zugleich die linke eines vom Dschöng-Gipfel herabgekommenen zweiten Gletschers. Dieser hat eine sandige Sabane erzeugt, die als Usugakaku bezeichnet wird, mir als Nachtlager für zwei Nächte diente und 4020 m hoch ist. Auf ihr ist eine zweite kleinere Moräne erkennbar, die vielleicht als Beweis für einen zweiten Vorstoß des Eises angesehen werden darf.

Diese Gesamtmoränen stoßen in etwa 3500 m Höhe auf andere von Osten nach Westen das Hauptquellgebiet des Rio Catáca hinabziehende Moränen (s. Karte Fig. 1). Im Norden des Catáca legt sich

zunächst eine Seitenmoräne an die Bergwand; dann folgt die Mamankanak genannte Moräne und weiter nach Süden zu zwei andere. Diese vereinigen sich mit einer weiteren Doppelmoräne, die bereits von einem anderen früheren Zentrum der Vereisung, der Kungkaka-Kette, herabkommt. Endlich fand ich westlich von dieser noch zwei Moränen, die einen steilen Hügel umschließen, an dem das Eis hinabgeglitten zu sein scheint, da die dort entstandenen, dem Catáca-Tale zugekehrten Rillen im Felsen wohl Gletscherschliffe sind.

Die Gesamtmasse dieser gewaltigen Schuttfelder füllt eine Art von Kessel zwischen der Hauptkette und der Kungkaka-Kette aus. Es scheint, daß diese Mulde, in der heute der Hauptarm des Catáca fließt, vollständig vom Eise bedeckt gewesen ist.

Da die Moränen sich noch eine Strecke weit unterhalb des Punktes verfolgen lassen, wo ich den Catáca überschritt, aber nicht bis zu der obersten Indianerhütte im Catáca-Tale, die in etwa 3400 m Höhe liegen muß, so wird die untere Grenze der einstigen Vergletscherung in 3400—3500 m gelegen haben. Hans Meyer nimmt für das untere Ende einzelner Gletschergrenzen der Eiszeit 3700—3800 m an, was mit dem obigen ziemlich gut übereinstimmt. Es ergibt sich also, daß die untere Gletschergrenze in der Nevada de Santa Marta rund 1200 m tiefer gelegen hat als die jetzige, während die Firngrenze in den Kahren der Lagunen erkannt werden und auf 4000—4200 m bestimmt werden kann; sie lag also 500—700 m tiefer als heute.

Die Cordillere von Mérida.

Meinen Berichten über die Vereisung der Hochgipfel der Sierra Nevada de Mérida habe ich wenig hinzuzufügen. Ich veröffentliche jedoch eine große und vier kleine Abbildungen, die bisher nicht bekannt geworden sind. Die große Abbildung (Fig. 2) zeigt die Stadt Mérida auf der 17 km langen, von drei Flüssen und drei Bächen durchschnittenen, im Westen 80, im Osten 175 m hohen Schotterterrasse, der Mesa de Mérida. Derjenige Fluß, dem wohl die Aufschüttung dieser gewaltigen Terrasse in erster Linie zuzuschreiben ist, der Rio Chama, ist jedoch nicht sichtbar. Er fließt zwischen der Mesa und den Bergen. Diese zeigen recht gut vier Höhenstufen. Die untere ist kahl; der Wald ist hier geschlagen worden, die Verwitterung geht tief. Die zweite reicht etwa von 2000—3000 m; sie enthält den Bergwald. Darüber liegt die Grasregion, der mit Gras, Stauden, Kräutern bedeckte Páramo; auf dem Bilde ist wenigstens das Fehlen des

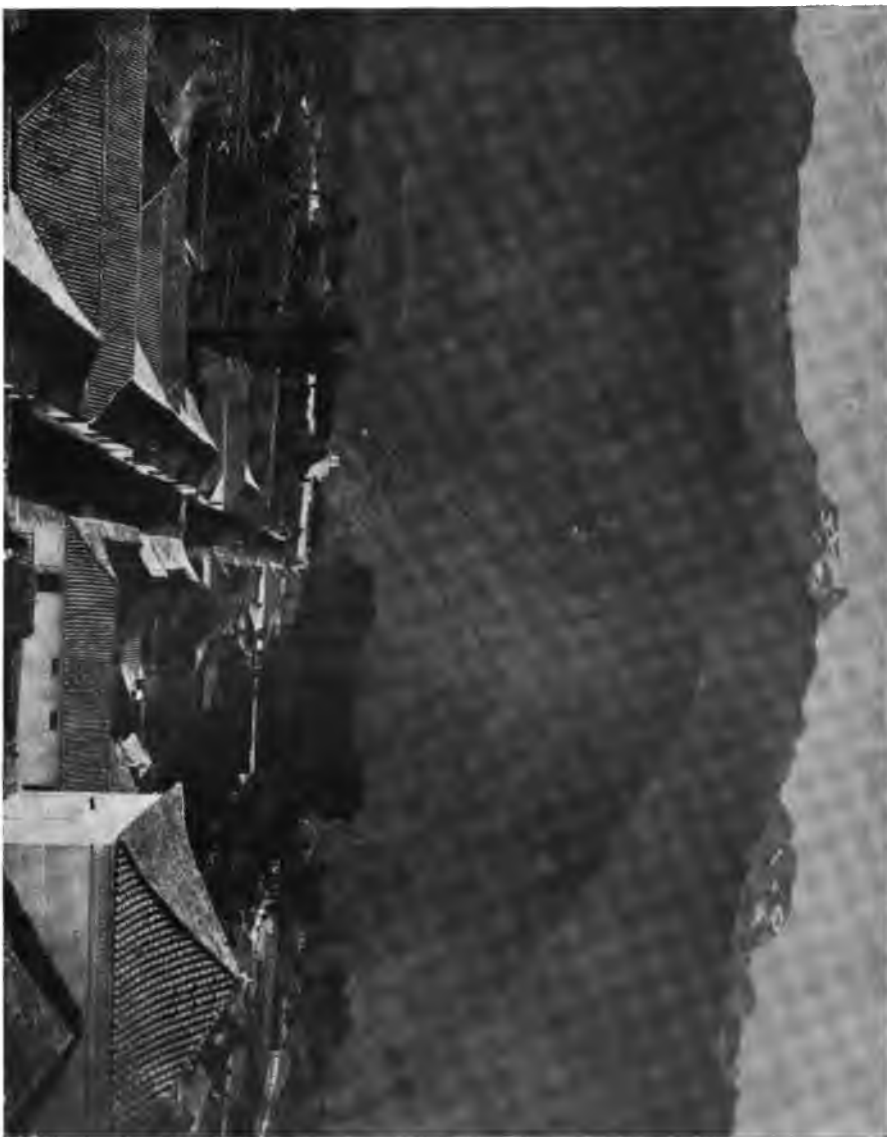


Fig. 2. Die Sierra Nevada de Mérida, Venezuela. (Nach einer in Mérida vorhandenen Photographie.) Die beiden Schneegipfel sind der Toro (4690 m) und der Leon (4690 m); die übrigen liegen in der östlichen Verlängerung der Kette (nach links zu). Unten ein Teil der Stadt auf der Schotterterrasse (1640 m).

Waldes wohl erkennbar. Man kann die Páramo-Region bis zum Beginn der Firngrenze rechnen. Endlich folgt die Region der Vereisung. Diese ist nur durch zwei Gipfel vertreten, während die Nevada de Mérida fünf Schneegipfel enthält. Man sieht auf dem Bilde aber nur die beiden westlichen, den Leon (Löwe; rechts) und den Toro (Stier; links). Der letztere gilt oft als höchster Gipfel, weil er von der Stadt aus als solcher erscheint. Höher sind jedoch der dritte Gipfel Columna und der vierte, La Concha.

Den Gipfel La Concha zeigen die Abbildungen 3 und 4. Man sieht hier ein großes Firnfeld, aus dem eine Eiszunge in ein schmales Tal herabreicht. Die Eiszunge selbst zeigt Abbildung 5, die untere Grenze, wo die Bevölkerung von Mérida seinerzeit Eis zu holen pflegte, Abbildung 6. Die Formen der Berge unterhalb des verschneiten Gipfels der Concha sind scharf und zackig. Mehr noch tritt das auf der Abbildung 2 hervor. Man erkennt hier unterhalb der Schneegipfel, über den runden sanften Mittelgebirgsformen der Hauptmasse der Nevada eine schmale Höhenzone mit weit spitzeren gezackten Formen. Das ist offenbar derjenige Gürtel, dessen Formen durch frühere Einwirkung des Eises gebildet worden sind und zwar zu einer Zeit, die weit vor der jetzigen Rückgangsperiode der Vereisung liegt. Die Höhe dieses Gürtels wird durch den Umstand bezeichnet, daß man überall in etwa 4000 m Höhe aufhören muß zu reiten. Man verläßt in etwa 3800 m Höhe die bequemen Mittelgebirgsformen, quält sich dann noch eine Weile weiter, wird aber bei etwa 4000 m Höhe gezwungen abzusitzen.

Nach den bisherigen Messungen ist als untere Firngrenze 4400 m, als untere Grenze des überhaupt von glazialen Einflüssen berührten Gebietes ungefähr 3800 m anzunehmen. Die Firngrenze liegt also 300 m tiefer als die in der Nevada de Santa Marta, die untere Grenze des altglazialen Gürtels anscheinend etwa 300—400 m höher als in dieser. Für ersteren Unterschied ist wohl der Umstand verantwortlich zu machen, daß die Firngrenze in der Nevada de Mérida auf der feuchteren Nordseite, die der Nevada de Santa Marta auf der trockneren Südseite gemessen wurde, während die Unterschiede in den Jahreszeiten, Juni—Juli bei Mérida, Februar in der Nevada de Santa Marta, weniger ins Gewicht fallen werden. Im Februar würde ich aber auf der Nordseite der Nevada de Mérida die Firngrenze doch wohl etwa bei 4500 m angetroffen haben, auf der Südseite vielleicht auch bei 4700, wie in der Nevada de Santa Marta. Wenn in der Nevada de Mérida der untere Rand des altglazialen Gürtels 3—400 m höher liegt als in



Fig. 3. Der Gipfel La Concha der Sierra Nevada de Mérida.
Juan de Dios Picon Grillet (Mérida) phot.

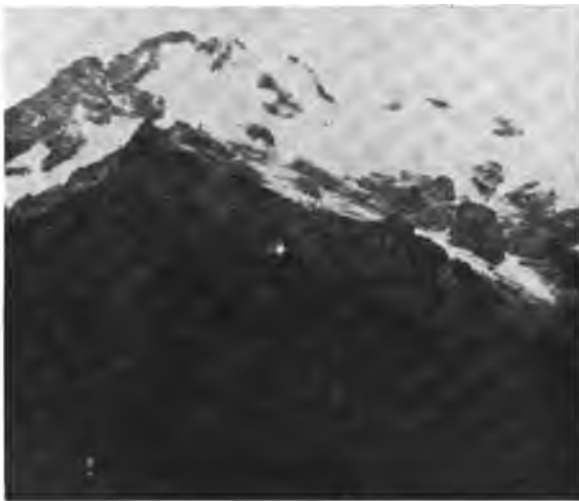


Fig. 4. Der Gipfel La Concha.
Juan de Dios Picon Grillet (Mérida) phot.



**Fig. 5. Kleiner Gletscher am Gipfel La Concha.
Juan de Dios Picon Grillet (Mérida) phot.**



**Fig. 6. Unteres Ende des Gletschers am Gipfel La Concha.
Juan de Dios Picon Grillet (Mérida) phot.**

der von Santa Marta, so mag sich das vielleicht aus der an sich weit geringeren Vereisung der Nevada de Mérida, die daher ihre Erzeugnisse auch nicht allzu weit nach unten zu senden vermochte, erklären. Jedenfalls fällt die für die Nevada de Mérida angenommene untere Grenze des altglazialen Gürtels ziemlich genau mit der von Hans Meyer für Ecuador bestimmten zusammen. Man wird auch für Venezuela annehmen dürfen, daß die Firngrenze dort in der Eiszeit um etwa 500, die untere Gletschergrenze um mindestens 700 m weiter herabreichte als heute.

Inzwischen hat im Juni 1907 die venezolanische Kommission zur Vorbereitung des Plano militar de la República eine trigonometrische Messung der Schneegipfel der Nevada de Mérida vorgenommen. Danach stellt sich die Höhe derselben wie folgt¹⁾:

La Columna	5005 m
La Concha	4874 „
La Corona	4727 „
El Toro, Westgipfel....	4690 „
El Toro, Ostgipfel	4650 „
El Leon	4690 „

Diese Messung erhöht also die bisherigen Annahmen um ein Bedeutendes. In der Reihenfolge steht jetzt an erster Stelle der mittelste Gipfel La Columna, dann erst folgt La Concha. Ersteren Gipfel hatte ich anfangs für den höchsten gehalten, zumal da er auch von den Llanos aus als der höchste erscheint. Später bewog mich die stärkere Schneebedeckung der Concha diesen für höher zu erklären. Nunmehr stellt sich aber die aus dem Augenschein gewonnene Meinung doch als richtig heraus; daß aber die Spitze La Columna 5000 m erreicht, habe ich nicht erwartet. Auch der Gipfel La Concha ist noch etwa 200 m höher, als ich vermutet hatte, der Toro 200, der Leon 300. Den Gipfel La Corona habe ich nicht verzeichnet; doch ist er mit dem von mir angegebenen Paramo de los Parros nicht identisch, sondern offenbar nur ein Vorgipfel der 200 m höheren Concha.

Für die Frage der Ausdehnung der glazialen Region ist die neue Messung insofern von Wichtigkeit, als dieser Gürtel sich über ein Gebiet von 600 m, von der Firngrenze in 4400 m an gerechnet, erstrecken würde, anstatt über ein solches von 300 m. Wir kommen damit also auf ähnliche Verhältnisse wie in der Sierra Nevada de Santa

¹⁾ Nach einer Mitteilung des Herrn A. Jahn jr. zu Carácas, Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin 1907, 694—699, mit 1 Karte in 1:400000.

Marta, die ich auf 5100 m Höhe geschätzt habe — es müßte denn sein, daß auch diese Annahme sich als zu niedrig erweisen sollte. Jedenfalls ist die genauere Untersuchung dieser Hochregionen zurzeit als eine nicht unwichtige Forderung zu bezeichnen.

Zur Frage der mehrfachen Aufschüttung in Talböden teile ich hier ein Profil (Fig. 7) mit, das über das Tal zwischen Tovar und Bailadores verläuft und doppelte Bildung von Schotterterrassen¹⁾, Mesas,

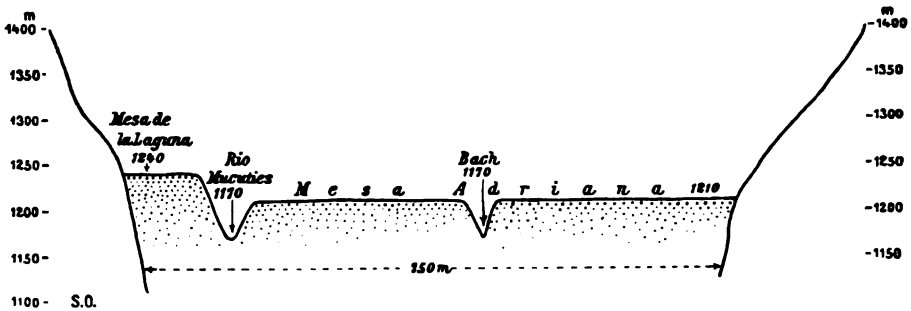


Fig. 7. Schotterterrassen am Rio Mucuties zwischen Tovar und Bailadores.
Längen 1 : 10000, Höhen 1 : 8000.

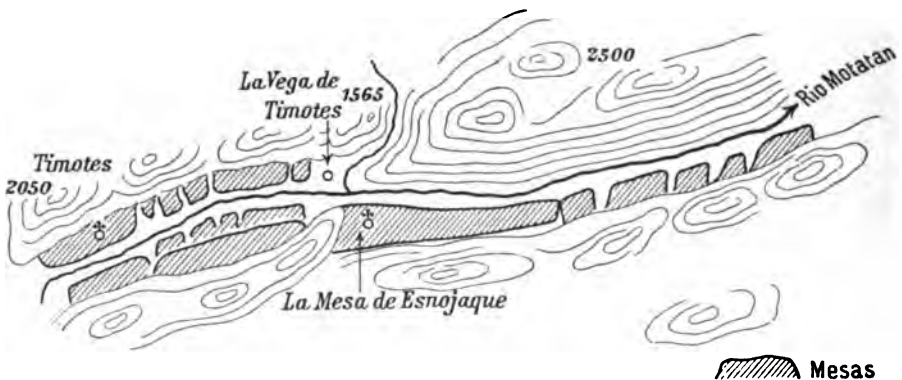


Fig. 8. System von Schotterterrassen im Tale des Motatán.
Höhen in Metern. 1 : 300000.

zeigt. Wahrscheinlich ist zunächst die Mesa de la Laguna gebildet, dann aber in einer Periode der Tieferlegung des Flußbettes bis auf den geringen Rest am Südgehänge des Tales verschwunden. In einer zweiten Aufschüttungsperiode entstand sodann die Mesa Adriana; sie ist heute zwar auch durch einen Bach in zwei Teile geteilt, aber doch

¹⁾ S. Die Cordillere von Mérida S. 156.

von einheitlicher gleichzeitiger Entstehung. Zwischen der Adriana und der Laguna fließt der Rio Mucuties, doch dürfte die Mesa Adriana ursprünglich bis an die Mesa de la Laguna herangereicht haben.

Leider gestattet mir mein Material nicht, noch weitere Profile über Mesas mitzuteilen. Es fehlt gerade bei denjenigen, die wegen mehrfacher Aufschüttung eine Bedeutung erlangt haben, an genauen Höhenmessungen. Dagegen vermag ich eine kleine Skizze (Fig. 8) der verwickelten Mesasysteme bei La Vega de Timotes¹⁾ am Mittellauf des Motatán beizugeben, die an der Südwestseite zwei übereinander liegende Terrassenstufen zeigt.

Zur Vergletscherung der Cordillere von Perú.

Neue Mitteilungen über Eisverhältnisse in der Cordillere von Perú befinden sich in zwei Heften der von dem Vorstand der Bergwerks-Ingenieure in Perú herausgegebenen Zeitschrift Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. Da diese Zeitschrift wenig bekannt ist und die Bemerkungen über die glaziale Region der Cordillere in den Heften sehr verstreut sind, so will ich hier eine Zusammenfassung geben.

Die eine Abhandlung hat der Ingenieur A. J. Stiles über seine Untersuchung der Lagunas de Huarochirí geschrieben²⁾. Diese liegen, 64 an der Zahl, im Quellgebiet der beiden auf Lima zufließenden Flüsse Rimac und Santa Eulalia und sollten auf ihren Wert für die Wasserversorgung des Küstenlandes geprüft werden. Stiles macht nun eine Reihe von Angaben im Text, gibt eine Anzahl von ausgezeichneten Abbildungen bei und fügt dem Hefte auch eine Karte des Quellgebietes in 1:100 000 hinzu. Aus allen dem ergibt sich folgendes Gesamtbild.

Die Lagunen liegen in Höhen von 4200 bis 4900 m Höhe; folgende sind mit Höhenangaben versehen.

Laguna Sacsa	4370 m	Laguna Pucro	4460 m
„ Quisha	4660 „	„ Huachua ..	4590 „
„ Carpa	4580 „	„ Manca	4700 „
„ Huasca	4290 „	„ Pirhua	4870 „
„ Misha	4650 „	„ Yarumaria.	4800 „

¹⁾ S. Die Cordillere von Mérida S. 155.

²⁾ Examen técnico de las Lagunas de Huarochirí, 128 S. Lima 1906, Heft 42 des Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú.

Rechnet man hierzu noch die Lagunen von Ticlio am Oroya-Tunnel, deren Höhe sich durch die Tunnelhöhe (4760 m) bestimmen läßt, so ergibt sich aus 11 Werten eine Mittelhöhe von 4610 m.

Die Lagunen werden von Bächen gespeist, die vielfach aus Gletschern kommen. Schon die Abbildungen zeigen in geringerer oder größerer Höhe über den Lagunen Gletscher, „glaciares“ oder „glaciales“, und auch im Text wird gelegentlich auf diese hingewiesen. So befindet sich im Einzugsgebiet der Laguna Carpa ein großer Gletscher, ebenso in dem der Laguna Pucro und auch über der Laguna Huachua ist ein Gletscher erkennbar. Das Quellgebiet des Rio Canchis, eines Hauptzuflusses des Rio Santa Eulalia, enthält überhaupt viele Gletscher und von der Laguna Pirhua heißt es, nördlich von ihr liege ein ausgedehnter Gletscher, *extenso glaciar*, und ebenso wird für die Gegend der Laguna Yarumaria ganz im Osten des Rimac-Quellgebietes und für die Quelllandschaft seines Nebenflusses Caranaconca großer Reichtum an Gletschern angegeben. Aus den Abbildungen ergeben sich größere Firnfelder und Eisströme, besser wohl auch Eisfelder, für die Einzugsgebiete der Lagunen Quisha, Yana, Leche 1, Huampa, Runto und Rapagna. Über die gegenwärtige Höhe der Gletschergrenze im Quellgebiet des Rimac findet sich keine Angabe; doch läßt sich aus den Abbildungen und den für die Lagunen aufgeführten Höhenzahlen schließen, daß sie etwas unter 5000 m betragen wird. Für die Laguna Yarumaria (4800 m) wird angegeben, daß sie (im Februar) nahezu an der Schneegrenze gelegen habe.

Der Ausdruck Moräne wird nur ein einziges Mal erwähnt, nämlich bei der Lagune Paucar (S. 73). Diese ist nach Stiles gebildet worden durch eine „riesige Anhäufung von Material, das von den Gletschern her stammt; diese Schuttanhäufung besteht aus großen losen mit Erde beladenen Blöcken (*morrena ó cauchal*)“. Dagegen wird in einer ganzen Reihe von anderen Fällen die Moräne sehr deutlich beschrieben. An der Laguna Huampa (S. 78) ist der Austrittspunkt des Baches in einem „Haufwerk von Material gelegen, das von den Gletschern herabgelangt ist“; bei der Laguna Yana sind die Ufer größtenteils „aus Erde zusammengesetzt, die mit kleinen Steinblöcken gemischt ist“; die Umgebung der Laguna Rapagna wird von „einer dicken Schranke von 100 m Breite und 30 m Höhe mit Steilabfall nach dem untern Ende zu gebildet“. Ferner zeigen mehrere Abbildungen recht deutlich Moränen bei den Lagunen Quisha, Carpa, Yana, Pucro, besonders aber Leche, Runto und Rapagna, von denen die Runto-Lagune leider nicht besprochen wird.

Die Lage der Firnfelder und Gletscher über den Lagunen ist aber nach den beigegebenen Abbildungen meist zu hoch, als daß die Moränen von den gegenwärtigen Gletschern hätten abgelagert werden können; denn den Rückgang der rezenten Firngrenze in der Cordillere von Ecuador kann man mit Hans Meyer (Ecuador S. 428 und 445) auf nur 50, den der Gletschergrenze seit 35 Jahren auf 150 m veranschlagen. Es ist daher wahrscheinlich, daß die in 4200 m Höhe gelegenen Lagunen wenigstens zum Teil von früheren Gletschern und ihren Begleitern, den Moränen, mit geschaffen worden sind; die Gletschergrenze hat damals mindestens 800 m tiefer gelegen als heute.

Damit stimmt die Auffindung glazialer Ablagerungen im Osten der Cordillere von Perú bei Sandia und die Höhe der dortigen Gletscher gut überein. Die seit den Zeiten bald nach der Entdeckung berühmt gewordenen Goldwäschen von Sandia zerfallen nach dem Bearbeiter dieses Gebiets, Louis Pflücker¹⁾, ihrer Entstehung nach in Flußalluvionen jüngerer, Flußalluvionen älterer Bildung und in glaziale Ablagerungen. Diese letzteren befinden sich nach der der Abhandlung beigegebenen Karte am Südhang einer aus Schneebergen gebildeten Kette, die der Ostcordillere angehört; zu diesen Schneebergen gehören der Nevado de Palomani und der Nevado de Ananea. Das goldhaltige Schwemmland liegt nach Angabe eines Profils bei Seite 9 der Abhandlung in einer Höhe von etwa 4000, nach einer Stelle auf Seite 20 des Textes in 4700 m Höhe neben und unterhalb von Lagunen, aus denen Bäche südwärts verlaufen. Die Ausdehnung des auf der Karte in 1:100 000 dargestellten Lagers von Poto beträgt etwa 30, die der sämtlichen goldführenden Ablagerungen 65 km bei einer Breite von 20—25 km. Die benachbarten Berge bestehen aus silurischem Schiefer.

Besonders interessant ist, daß bei dem Rückgang des Eisfeldes von Ananea alte Betriebe im goldhaltigen Schutt bloßgelegt worden sind. Dieser Fund zeigt deutlich ein Schwanken des Gletscherstandes, ein Vorrücken und darauf folgendes Rückschreiten. Eine Abbildung des Eisfeldes von Ananea läßt vermuten, daß es früher die Lagune Ccomuni überschritten und Moränen abgeworfen hat, die heute die Lagune umkränzen. Auf Seite 17 wird von der am Fuße der Laguna Rinconada vor sich gegangenen Bildung einer Stirnmoräne gesprochen. Gletscherschliffe sind noch nicht gefunden worden, doch ist anstehender Fels überhaupt selten. Seite 29 wird die Höhe der alten Ansiedlung

¹⁾ Informe sobre los yacimientos auríferos de Sandia. Lima 1905. 36 S. Heft 27 des Bol. Cuerp. Ing. Min. Perú.

Ananea auf 5000 m angegeben; wir gewinnen daraus einen Anhaltspunkt für die heutige Lage der Gletschergrenze. Diese stimmt gut mit den für Huarochiri gewonnenen Zahlen überein.

Die Gletschergrenze liegt in Perú zwischen 11 und 15° offenbar nahe bei 5000 m (Ecuador 4500—4600 m) Höhe, die untere Grenze der früheren Vereisung wahrscheinlich in rund 4000 m Höhe. Das stimmt recht wohl mit den von Hans Meyer mitgeteilten vorläufigen Ergebnissen R. Hauthals¹⁾ überein²⁾. Auch A. Benrath³⁾ gibt die untere Grenze der altglazialen Region zu 3900 m an, was wieder 1100 m unter der jetzigen sein würde. Es mehren sich also die Anzeichen dafür, daß in den Tropen die eiszeitliche Depression der Gletschergrenze 1200 m betragen hat.

Endlich bestimmt C. Reginald Enock, ein englischer Minen-Ingenieur, in seinem soeben erschienenen Buche über Perú⁴⁾ die Höhe von Ananea auf 17 000 feet = 5576 m, die der Ortschaft Poto daselbst auf 16 000 feet = 5248 m, was wohl zu hoch ist. Aus demselben Buche wie aus zwei Abhandlungen über seine Reisen im Gebiete von Huaraz⁵⁾ geht ferner als Höhe für die Firngrenze östlich von Huaraz am oberen Ende des Tales von Quillcayhuanca 4362 m hervor, für diejenige am Nevado de Huascaran oder Mataracu (6710 m) 4756 m. Letztere Zahl stimmt gut mit anderen Messungen der Firngrenze in den südamerikanischen Tropen überein. Auch Enock fand Moränen, Kare und Lagunen, große Moränen z. B. am Passe Huarapasca am westlichen Quellfluß des Marañon, Vizcarra, und auf der Pampa de Lampa am See Conococha, im Quellgebiet des Rio Santa oder Rio de Huaraz, hier in 4297 m Höhe.

¹⁾ Vorläufige Ergebnisse bei Hans Meyer a. a. O. S. 474.

²⁾ Bei dieser Gelegenheit sei mitgeteilt, daß F. Malaga Santolalla in seiner Beschreibung der Provinz Huamachuco im selben Boletín Cuerpo Ing. Minas del Perú, Heft 51, S. 12, mitteilt, daß der Nevado de Huaylillas infolge des trockenen Jahres 1905 seine Schneekappe vollständig verloren hat. Leider wird die Höhe des Berges nicht angegeben.

³⁾ Pet. Mitt. 1904, 270.

⁴⁾ The Andes and the Amazon, London 1907.

⁵⁾ The Geographical Journal, 25, 1905, S. 620 ff. und 26, 1905, S. 153—179.

L'altitude de la ligne des neiges et son relèvement actuel dans les Alpes de la Savoie.

Par M. P. Mouglin, Inspecteur des Forêts, Chef du Service du Reboisement de la
5^e Conservation, à Chambéry.

On ne possède pour les Alpes françaises aucune valeur précise de la ligne des neiges à l'époque actuelle. Les nombres que l'on trouve dans les géographies et dans les manuels se rapportent à une période antérieure alors que la glaciation était beaucoup plus intense qu'aujourd'hui et ne répondent plus à la réalité.* En second lieu, on ignore par quelle méthode ces cotes ont été obtenues, et à quelle limite elles s'appliquent: limite topographique ou limite locale. A cette lacune il est très difficile de remédier. En France nous en possédons pas de carte des Alpes à grande échelle et à courbes de niveau exactes; il est par suite impossible de calculer la hauteur de la ligne climatique ou de déterminer la position de la ligne du névé suivant la méthode préconisée par le professeur Hans Hess.

Dans ces conditions j'ai essayé de déterminer dans les Alpes de Savoie l'altitude de la ligne locale des neiges par l'observation directe. Appelé depuis plus de dix ans par mes occupations professionnelles à parcourir chaque été les régions voisines des 3000 m dans la chaîne du Mont Blanc, en Tarentaise et en Maurienne, j'ai recueilli un grand nombre d'observations sur la position de cette ligne. Pour ces déterminations, dans la plupart des cas je me suis servi de l'altitude du front de petits glaciers dont les conditions de gisement m'ont paru écarter les influences topographiques dans l'alimentation comme dans la fusion. A cet effet j'ai choisi des appareils de faibles dimensions établis, entre 2800 et 3000 m, sur des versants sans dépression; de telles nappes de glace n'étant pas encaissées reçoivent leur alimentation directement et non point en grande partie par transport

éolien; d'autre part l'ampleur de leur fusion ne se trouve pas atténuée par l'ombre de cimes voisines. Les glaciers sont donc des totalisateurs immédiats des actions réciproques de l'alimentation et de la fusion.

En Savoie existent quatre massifs glaciaires distincts:

- 1° le massif du Mont Blanc,
- 2° la haute Tarentaise ou vallée supérieure de l'Isère,
- 3° la Vanoise et le massif de Polset, entre cette dernière vallée et celle de l'Arc,
- 4° la haute Maurienne ou vallée supérieure de l'Arc.

I. Mont Blanc. A la suite de la terrible débâcle engendrée en 1892 par le glacier de Tête Rousse et qui a détruit l'établissement thermal de Saint Gervais, l'administration des Forêts a mis en observation suivie cet appareil et m' a confié la direction des travaux et des recherches destinées à prévenir le retour de cette catastrophe. Pour faciliter nos opérations un petit observatoire qui n'est occupé que pendant l'été a été construit sur le bord même du glacier à l'altitude de 3181 m. — Dès là il m'a été possible de suivre pendant une série de cinq ans les fluctuations de la ligne des neiges sur le glacier de Tête Rousse

Du 21 août 1901 au 10. septembre 1902 le glacier est demeuré „couvert“; le résidu neigeux atteignait en moyenne 0,^m 154. Au contraire à la date du 12. septembre 1903, la neige avait partout disparu, pendant l'été 1903 non seulement toutes les neiges hivernales ont disparu, mais encore la fusion a déterminé la fusion de couches de névé plus anciennes. Il en a été de même pour la période s'étendant jusqu'au 30 octobre 1906; durant ces trois derniers étés les neiges hivernales ont fondu dès le mois de juillet et de plus les névés ont été partiellement entamés par la fusion. Le glacier de Tête Rousse est situé à une altitude moyenne de 3200 m. — Actuellement cette cote doit donc être très voisine de la limite des neiges, puisque les neiges hivernales tantôt laissent un résidu à sa surface, tantôt au contraire disparaissent entièrement.

Passons maintenant sur la rive gauche de l'Arve dans la chaîne des Aiguilles Rouges en face du Mont Blanc.

Le petit glacier de Glière ou de Traversaille, qui arrivait à la cote 2855 en 1864, date du lever de la carte au 80000^e, n'existait plus en 1902: il ne reste de neige ou de névé que dans les anfrac-

tuosités de l'aiguille de Glière. La limite des neiges persistantes est donc au dessus de 2855.

Les glaciers suspendus de la Floria (2958^m),¹⁾ des Aiguilles Rouges (2966^m), le glacier Blanc (2944^m) regardant le nord-ouest ont beaucoup diminué: la fusion a donc été plus forte que l'alimentation et il faut en conclure encore que la limite des neiges persistantes se trouve plus haut et atteint 3000^m au moins, actuellement.

Dans le massif même du Mont Blanc les glaciers du Dru, de la Pendant, du Nant Blanc, et de la Charpoua descendant des falaises de l'Aiguille du Dru (2815^m) et de l'Aiguille Verte (4127^m) après avoir également beaucoup reculé, sont à peu près stationnaires aujourd'hui. Au contraire, les glaciers de la Tendia et de Tré-la-Porte, situés de l'autre côté du glacier des Bois (mer de glace), mais exposés au nord-est au lieu de l'être à l'ouest, comme les précédents n'ont pas sensiblement varié, protégés par l'aiguille de Charmoz (3442^m) bien que leurs fronts descendent vers 2600^m.

D'une façon générale, on peut donc dire que dans la région du Mont Blanc, la limite des neiges persistantes est actuellement au-dessus de 3000^m. Rappelons pour mémoire que l'altitude donnée jusqu'ici et qui se rapporte à un ancien état de choses était 2750 m environ.

2°. Tarentaise. Dans l'ensemble, les glaciers de cette région ont tous beaucoup diminué; mais alors que sur les versants sud, la limite des neiges permanentes se trouve au dessus de 3000^m, sur les versants septentrionaux la fusion n'a pu suffire à faire remonter le glacier des Leissières au-dessus de 2800^m.

Au contraire, la partie du glacier du Calabre qui partait du col de Rhême (3072^m) et descendait en 1864 jusqu'à la cote 2700 est entièrement fondue.

Ici encore, aux expositions chaudes, la limite des neiges persistantes est au dessus de 3000^m tandis qu'elle demeure presque stationnaire aux environs de 2800^m sur les pentes qui regardent le nord.

3°. Massifs glaciaires de la Vanoise et de Polset. Ces groupes se trouvent sur la longue chaîne montagneuse qui sépare le bassin de l'Arc de celui de l'Isère. Bien que les glaciers qui les constituent affectent pour la plupart le type de plateau et s'étalent en vastes calottes (Dôme de Chasse forêt-Chavière) on trouve cependant de

¹⁾ Toutes les cotes d'altitude proviennent de la carte au 80 000^e et se réfèrent à 1864.

petits glaciers de col ou de versant découvert, susceptibles de fournir d'intéressants renseignements. C'est ainsi que le glacier de la Masse au nord du col de Chavière (2806^m) a presque entièrement disparu : à la place ont succédé de simples névés. De même, ont fondu le glacier entre la cime de Caron (3149^m) et le col de la Vallée Etroite (2874^m) et celui de la Vallée Etroite sur un versant au nord-ouest qui parvenait à la cote 2985 en 1864, lesquels se trouvent figurés sur la carte de l'Etat Major.

4°. Haute Maurienne. Dans cette région les glaciers forment deux groupes bien distincts, mais de très inégale importance : 1° les glaciers de la vallée supérieure de l'Arc, au nord-est du col du Montcenis jusqu'à la cime d'Oin (3514^m), en général des glaciers de plateau largement étalés, dont les langues terminales, jadis fort développées, se sont retirées presque jusqu'au niveau du socle montagneux qui supporte l'arête frontière : 2° de petits appareils, accrochés sur le versant nord de la chaîne frontière, entre le col du Mont Cenis et le Thabor.

Dans le premier massif, les deux petits glaciers de la Levanna sont aujourd'hui „presque réduits à rien“.

Du Montcenis au Thabor, la crête frontière atteint en moyenne 3260^m en passant par 3500^m à l'Aiguille de Scolette. 3381^m au Mont d'Ambin, 3320 à la cime Ciusalet. Les points les plus bas sont le col du Petit Montcenis (2201^m), le col du Prejus (2551^m) et le col de la vallée Etroite (2445^m). Aussi les appareils glaciaires ont-ils peu d'étendue et peu de puissance ; par suite ils marqueront mieux de résultat de la combinaison alimentation-ablation.

Dans la commune de Villarodin (vallée de Saint Antoine), le glacier de la Belle Plinier (3091^m) a presque complètement fondu. A l'ouest de la cime du grand Vallon, à 3134^m le glacier qui existait au nord de la frontière franco italienne a disparu.

Si le glacier du Thabor (3205^m) couvre encore le versant nord-est de la célèbre montagne, il est cependant singulièrement amoindri et il est menacé d'être réduit comme son voisin, le glacier de Valmeinier (296^m), à l'état de simple névé.

Toutes ces observations sont donc entièrement concordantes et l'on peut affirmer, tant d'après les études scientifiques précises exécutées au glacier de Tête Rousse que par la disposition de nombreux petits glaciers suspendus qu'à l'heure actuelle la limite des neiges persistantes dans les départements de la Savoie oscille autour de la

cote 3100^m. Elle est plus bas sur les versants septentrionaux des montagnes du massif du Mont Blanc où l'humidité est plus considérable, tandis qu'elle atteint, à la même exposition, à niveau de 3100 m dans la région mauriennaise où les précipitations sont moins abondantes. Sur les pentes de „l'adreit“¹⁾ plus chaudes, cette limite s'élève à 3200^m environ.

Le relèvement de la ligne des neiges est un des phénomènes les plus apparents des phases de déglaciation. Sur l'ampleur de ce phénomène durant la période actuelle de grande décroissance glaciaire la comparaison de documents anciens à l'état actuel fournit des données relativement précises.

Mont Blanc. En 1785, lors de sa tentative d'ascension à l'aiguille du Goûter, de Saussure coucha sur la montagne des Rognes, dans une cabane construite par Bourrit „à 15 ou 20 pas d'un petit glacier couvert de neige“. D'après une observation barométrique du savant Gênois cette localité se trouvait à l'altitude de 1422 toises, soit de 2773 m. — Pour que de la glace ait pu se maintenir en cet endroit qui est le plateau de Pierre-Ronde et qui est aujourd'hui dépourvu de glaciation, la limite des neiges devait, à la fin du XVIII^e siècle se trouver, dans ces parages tout voisins du glacier de Tête-Rousse, vers 2750 m, nombre assez voisin de celui de 2800, donné ordinairement pour l'altitude de cette ligne dans le massif du Mont Blanc.

A une époque inconnue, mais récente la limite des neiges est même descendue beaucoup plus bas dans cette partie du massif du Mont Blanc, comme nous l'a montré un fait accidentel. En 1891 l'administration forestière acquit le bassin supérieur du torrent de la Griaz. La rive droite du ravin des Arandellys situé dans ce bassin était en partie boisée en mélèzes, quand il se produisit durant l'été de cette même année 1891 et des années suivantes des chutes fréquentes de blocs qui saccagèrent ce peuplement. Chose remarquable, la fréquence des éboulements était d'autant plus grande que la chaleur était plus intense. En 1893, on découvrit que le point d'origine de cette grêle d'un nouveau genre se trouvait être un petit plateau encombré de débris morainiques de toute grosseur, situé sur le flanc nord-ouest de la montagne des Rognes à l'altitude de 2550 m. A une certaine profondeur, les fragments rocheux étaient liés par de la

¹⁾ Terme des patois des Alpes françaises désignant les versants des montagnes exposés le plus longtemps au soleil.

glace et, sous l'influence de la température, ce ciment glacé fondait surtout vers le bord du plateau. N'étant plus retenus, les blocs se précipitaient sur la pente, entraînant avec eux toutes les pierres qu'ils heurtaient dans leur chute. Depuis trois ans, le „dérochoir“ des Arandellys semble rentrer dans le calme; probablement à la suite des étés chauds et secs de ces dernières années toute la glace non protégée a disparu et l'amoncellement de débris rocheux a dû prendre après la chute de tous les blocs instables un certain équilibre au bord du plateau des Rognes.

Cet appareil est un „glacier mort“, vestige d'une petite nappe qui s'est établie sur le plateau lors d'une phase de grande glaciation. Pourquoi'elle ait pu naître et se développer, il faut qu'elle ait été voisine de la ligne des neiges, par suite cette ligne a dû se trouver vers 2550 m., altitude de ce „glacier mort“.

Sur la date de cette extension glaciaire nous n'avons aucun renseignement; toutefois, peut-être ne s'aventure-t-on pas trop en rapportant cette formation à la puissante englaciation qui s'est manifestée dans les Alpes pendant la première moitié du XIX^e siècle et qui a persisté jusqu'en 1858—1860.

Pour les autres régions de la Savoie, la Tarentaise et la Maurienne, la carte au 80000^e fournit des données précises sur le relèvement en altitude de la glaciation. Levée en 1863 et 1864, cette carte représente l'état des glaciers à ces dates, par suite à la fin du maximum de la première moitié du XIX^e siècle. En notant les cotes qu'elle indique pour les fronts des petits appareils du genre de ceux décrits plus haut, on obtient la valeur de la régression de la glaciation en altitude et une valeur approchée de la migration de la ligne des neiges.

Tarentaise. — La partie du glacier de Calabre descendant du col de Rheine s'étalait, en 1864, sur un plateau à 2700 m. Les petits glaciers situés au nord du Dôme arrivaient alors jusqu'à 2770 m. A l'ouest de l'aiguille du Glacier, le glacier de Plan Champs, faiblement incliné avait son front plus bas encore, à 2350 m. Pour arriver au col de la Galise, on rencontrait, sur un plateau, à 2700 m., la branche du glacier de ce nom qui donne naissance au ruisseau de Niclet. Étendue sur des pentes relativement réduites, l'extrémité du glacier du Col Pers se trouvait à la cote 2825 m. Large de 750 m., le glacier des Laissières venait mourir à 2700 m. Comme aucun de ces glaciers ne constitue un puissant courant solide, poussé en avant par des masses considérables de névé, accumulées dans de vastes bassins de

réception, que l'action de la pente est relativement réduite, on peut sans trop d'in vraisemblance conclure que la limite inférieure des neiges permanentes en Tarentaise a été à l'altitude de 2750 m. environ.

Massifs de la Vanoise et de Polset. — Si l'on quitte la haute Tarentaise par le col de l'Iseran, on aperçoit entre l'Ouille de la Jave et le col de l'Arselle le glacier de l'Arselle que la carte montre se terminant à 2800 m. Le glacier inférieur de Bézin s'arrête contre l'Ouille de Trêtêtes à 2775. Dans le vallon de la Rocheure, la courbe de 2800 limite le glacier de Roche Blanche et dans le valloz de la Laysse, au nord de la crête qui joint le rocher du col à la pointe de la Sana, un petit glacier aboutit à 2770 m.

Dans le massif de Polset, le front du glacier nord du Borgne était à 2690 celui du glacier occidental à 2800: le glacier compris entre la cime de Caron et le col de la vallée étroite s'arrêtait à 2625 m. et le glacier de la Vallée étroite à 2660 m.

Haute Maurienne. — En amont de Lanslebourg, le glacier du Lac Blanc venait dominer du haut d'une falaise rocheuse la cuvette du lac, à l'altitude de 2882 m. Le glacier du Vallonnet inférieur, alimenté, il est vrai, par le glacier du Vallonnet supérieur s'avancait jusqu'à la cote 2363 malgré sa faible inclinaison. Autour de la Pointe d'Albaron, le petit glacier méridional descendait à 2815 m. et le glacier occidental à 2920.

Dans le val de Ribon, le glacier du ruisseau de Paussier s'arrêtait à 2900 m et celui du Col d'Ouille Monta à 2870 m.

Entre le col du Mont Cenis et le Thabor, le glacier de Pierre Minieu avait son extrémité à 2800, celui de la cime du grand Vallon à 2580, celui de la Belle Plinier à 2750. Dans le bassin de Bissorte, le glacier de Roche noire allait jusqu'à 2680 de même que le glacier de Valmeinier.

En moyenne donc, la limite des neiges persistantes était en 1864, dans la vallée de l'Arc à une altitude de 2750.

En résumé, dans les deux départements de la Savoie on peut considérer que la zone des neiges persistantes est à peu près à la même hauteur au dessus du niveau de la mer, à une époque considérée: elle serait un peu plus bas dans la région du Mont Blanc, un peu plus haut en Maurienne. Cette différence, assez minime d'ailleurs, est due, d'une part, à l'abondance des précipitations dans la région de Chamonix et autre part à la sécheresse plus considérable de la vallée supérieure

de l'Arc (la lame d'eau est deux fois plus faible à Saint Jean de Maurienne qu'à Chambéry). La situation géographique de la vallée de l'Arc à 50 km. au moins plus au sud que celle de l'Arve n'a pas été aussi sans exercer une certaine influence.

En résumé, depuis quarante ans la limite des neiges a subi dans les Alpes de la Savoie un relèvement qui n'est pas inférieur à 400 m. environ. A l'altitude de 2750 m. en 1864, la ligne des neiges passe aujourd'hui approximativement à 3150 m.

Kleinere Mitteilungen.

Die Schmelzformen des Firns im tropischen und subtropischen Hochgebirge (Nieve Penitente). Am 20. Januar 1908 veranstaltete die Berliner Gesellschaft für Erdkunde in einer Fachsitzung eine Diskussion über das obige Thema. Die Zeitschrift der genannten Gesellschaft (1908 Heft 2, S. 95—115) bringt hierüber einen ausführlichen Bericht, dem sechs sehr charakteristische Bilder von Büsserschnee nach photographischen Aufnahmen beigegeben sind.

Als erster schilderte Professor R. Hauthal zusammenfassend seine Beobachtungen in den Anden Argentinien, wo der Name Büsserschnee — Nieve de los penitentes oder kurz Nieve penitente — entstand. Die charakteristische Eigenschaft der als Büsserschnee bezeichneten Schmelzform des Firns ist, daß die einzelnen Figuren, die durch ungleichmäßige Schmelzung auf der Oberfläche des Firnfeldes entstehen und in die schließlich das ganze Firnfeld zerlegt werden kann, in parallelen Reihen angeordnet sind, und zwar so regelmäßig, daß der Vergleich mit einem Regiment Soldaten nahe liegt. Wo auch Büsserschnee auftritt, immer ist im ganzen Feld die Richtung der Reihen die gleiche, unbekümmert um Neigung und Beschaffenheit des Untergrundes. Hauthal beobachtete in den argentinischen Anden stets die Richtung NW—SE, manchmal mehr E—W, manchmal mehr N—S, doch nie so, daß sie genau E—W oder N—S gewesen wäre.

Die Form der einzelnen Figuren ist verschieden. Doch sind die pyramidalen die häufigsten, mit oft stark in der Richtung der parallelen Reihen in die Länge gezogenem Grundriß. Die Seitenflächen, deren Zahl wechselt, stoßen bei den einzelnen Pyramiden meist in scharfen Kanten zusammen. Die Höhe der Pyramiden hängt von der Mächtigkeit des in Büsserschnee sich auflösenden Firnfeldes ab; meist beträgt sie 1,5—2,0 m; doch hat

Hauthal auch solche von 6 m Höhe beobachtet. Seltener als Pyramiden sind Nadelformen; beide Formen treten nie im gleichen Firnfeld nebeneinander auf.

Das Material, aus dem die Büsserschneefelder bestanden, die Hauthal beobachtete, war vereister Firnschnee, der eine deutliche Schichtung parallel dem Untergrund erkennen ließ. Diese ging ganz glatt und ungestört durch die einzelnen Pyramiden hindurch. Die Höhen, in denen Büsserschnee auftrat, liegen zwischen 3000 und 5000 m; immer erscheint er nur an windgeschützten Stellen.

Professor Hans Meyer, der zweite Berichterstatter, beobachtete Büsserschnee, für den er als geeigneter den Namen Zackenfirn vorschlägt, in den Anden von Ecuador sowie auf dem Kilimandjaro in Afrika. Auf dem Gipfel des Chimborazo konnte er die Entstehung von Zackenfirn direkt wahrnehmen: Auf den Schneefeldern oberhalb 5500 m Höhe gab es drei Wochen nach Beginn der niederschlagsarmen sonnigen Jahreszeit lauter flachkonkave handbreite Stufen und Schalen, die in fast horizontalen Reihen quer am Berghang entlang in Ost—West-Richtung verliefen. Sieben Wochen später hatte sich das ganze Firnfeld in Zackenfirn verwandelt. Meyer schreibt die Umwandlung in diesem Fall der Schmelzwirkung des ständig von Osten her wehenden feuchten Windes zu; denn die Sonne scheint in dieser Hochregion nur selten. Auch am Antisana war der Zackenfirn auf die höchsten Höhen beschränkt, wo die Insolation am stärksten, der Wind am heftigsten und die Verdunstung am größten ist. Die Reihen erstrecken sich auf den einen Hängen von SE nach NW, auf benachbarten aber auch von SW nach NE. Meyer glaubt diese Unterschiede nur durch lokal bedingte Unterschiede der Windrichtung erklären zu können.

Als dritter berichtete Dr. Fritz Jaeger über seine Beobachtungen 1906 am Kilimandjaro. Gleich nach der großen Regenzeit fanden sich auf der Westseite des Kibo keine eigentlichen Zacken, sondern schmale scharfe Firnkämme oder -blätter, die untereinander parallel in etwa ostwestlicher Richtung über die Firnfläche hinzogen, unbekümmert um die Neigung der Firnoberfläche. Die 5 bis 15 cm hohen und 2—8 cm voneinander entfernten Kämme waren sehr scharf und steil gestellt, dabei etwas nach Norden überhängend. Ähnliche Firnkämme, aber nur bis 3 cm hoch, viel schräger gestellt und nach Süden unter 45° überhängend, fand Jaeger im Juli 1907 auf dem Tschingelfirn im Berner Oberland. In beiden Fällen standen also die Kämme in der Richtung der mittäglichen Sonnenstrahlen, so daß diese in die Rinnen zwischen den Kämmen hineinschauen konnten. Am West-Kibo beobachtete Jaeger auch die weitere Ausbildung der Zacken aus diesen Kämmen durch Entstehung von Furchen, welche der Gefällsrichtung folgend die Kämme querten und von ihm durch abfließendes Schmelzwasser erklärt werden. In den Zacken war die Firnschichtung erkennbar.

Die Diskussion, die sich an diese Berichte anschloß, hat eine Klärung der Entstehung des Büsserschnees nicht gebracht, jedoch eine Reihe von Punkten festgelegt, die wir kurz wiedergeben wollen.

Hans Meyer schilderte in der Diskussion die geographische Verbreitung der Erscheinung. Büsserschnee bzw. Zackenfirn ist beobachtet worden im äquatorialen afrikanischen Hochgebirge, in den Anden von Mittel-Chile im Süden bis in die kalifornische Sierra Nevada (Mt. Shasta 41° n. Br.) im Norden, im Himalaya¹⁾ unter 35° n. Br. (Suru, Nunkun); dagegen nicht in Europa, im nördlichen Amerika und Asien, auch nicht in hohen Breiten der Süd- und Nordhemisphäre. Er ist nur in Gebieten gefunden worden, die periodische Winter- oder Sommerregen mit einer darauffolgenden sehr niederschlagsarmen Jahreszeit haben, in der sich Schmelzformen lange entwickeln können, ohne wieder verschüttet zu werden.

Hauthal hält die Sonne für die Bildnerin der Penitentes, wie er schon früher mehrfach ausgeführt. Auch Professor Ad. Schmid bringt mit der Sonnenwirkung die Orientierung in Beziehung: die Sonne beschreibt über dem Horizont jedes Ortes einen Kreis, dessen Ebene die Erdoberfläche in einer von Ost nach West verlaufenden Linie schneidet. Sie wird deswegen in von W nach E verlaufende Rillen in der Schneedecke, wie sie auch entstanden sein mögen, besonders bei hohem Sonnenstand, wie er in den Tropen vorherrscht, hineinscheinen, dabei den Boden stärker treffen als die Seitenwandungen der Rillen, von denen die Strahlen zum Teil reflektiert und wieder an den Boden der Rillen geworfen werden, und so die Rillen vertiefen und schließlich, indem die trennenden Rücken an vielen Stellen durchschmelzen, zur Bildung von Penitentes führen²⁾. Daß ein solcher Vorgang auch in gemäßigten Breiten vorkommen kann, zeigten Beobachtungen am Winterschnee des Brocken, die Professor Penck in der Diskussion schilderte. Professor Hans Meyer erkennt auch die Sonnen-Penitentes als die häufigsten an, unterscheidet jedoch außerdem Wind-Penitentes, bei denen nur gelegentlich die Sonne mitarbeite, wie übrigens auch bei den Sonnen-Penitentes der Wind. Insbesondere die von ihm auf den Gipfeln des Chimborazo und des Antisana beobachteten Penitentes möchte er auf die schmelzende Wirkung des feuchten Südost-Passates, der in jener Region überaus heftig weht, zurückführen.

Darüber, daß die Schmelzarbeit der Sonne allein nicht imstande ist, die Penitentes zu schaffen, waren sich die Teilnehmer an der Diskussion ziemlich einig. Es gehört noch ein zweites Moment zur Entstehung der Penitentes, dessen Zusammentreffen mit der Sonnenwirkung erst die Penitentes erzeugt. Dieses zweite Moment kann nur in der Struktur der

¹⁾ Vgl. die Abhandlung von Workman in dieser Zeitschrift Bd. II S. 22.

²⁾ Nicht recht stimmt mit dieser sonst sehr einleuchtenden Erklärung, daß nach Hauthal und Meyer die Reihen der Penitentes meist NW—SE-, nie eine W—E-Richtung haben.

Schneedecke gesucht werden. In der Tat betonte Hans Meyer, daß die Spitzen der einzelnen Penitentes aus relativ härterem Firn bestehen als der übrige Körper¹⁾. Daß diese Differenzierung in der Struktur nur eine ganz schwache zu sein braucht und in den meisten Fällen wohl nicht mit der ursprünglichen Schichtung des Schnees in Zusammenhang steht, zeigt die häufig beobachtete Tatsache, daß die Firnschichtung in einheitlicher Weise durch die benachbarten Penitentes hindurchsetzt. An vertikale Druckschichtung, wie sie bei Lawinen vorkommt, darf man gewiß auch nicht denken²⁾.

O. Baschin wies darauf hin, daß für die reihenförmige Anordnung der Penitentes Staub maßgebend sein könnte, der sich auf einer harten Schneeoberfläche unter dem Einfluß des Windes stets in langen parallelen Reihen senkrecht zur Windrichtung anordnen muß. Doch stellte Professor Hauthal einen solchen Einfluß in Abrede, da die Penitentes-Felder an ihrer Oberfläche durchaus staubfrei sind. Referent möchte hinzufügen, daß auch die Reihung der Penitentes in den Anden, die nicht senkrecht zur Windrichtung (Südost-Passat), sondern dieser ungefähr parallel verläuft, damit nicht in Einklang steht³⁾.

Viel für sich hat dagegen die Annahme, daß eine Furchung der noch lockeren Schneeoberfläche durch den Wind der Bildung der Penitentes vorangeht. Hans Meyer nimmt eine solche Furchung parallel der Windrichtung an, entstanden durch Wegblasen von Schnee nach Art der sibirischen Sastrugi, während Uhlig und Deecke lieber an Dünenbildung in Schnee denken möchten, wobei die Wellen senkrecht zur Windrichtung sich ordnen, womit wieder die Richtung der Reihen — SE nach NW bei SE-Passat — nicht stimmen will. Es würde, wie Meyer betonte, im wesentlichen der Vorgang der Penitentes-Bildung sich so abspielen, wie ihn auch W. H. Workman in dieser Zeitschrift Bd. II, S. 22—28 geschildert hat. Der letztere kam zu dem Schluß, daß die Bildung der Penitentes an zwei Bedingungen geknüpft ist: 1. Vorhandensein eines starken, aus einer Richtung wehenden Windes, der den Schnee in meist parallele Wellen und Kämme anordnet und ihn darin zu festern Massen um bestimmte Verdichtungszentren zusammendrückt; 2. eine auf die Schneefälle folgende Periode schönen Wetters, in der die lockeren Teile bzw. der Schnee in den Furchen durch die Sonnen-

¹⁾ Das könnte auch eine sekundäre Erscheinung sein, eine Folge der starken nächtlichen Ausstrahlung gerade von den Spitzen, die daher stark gefrieren und sich so in festes Eis verwandeln.

²⁾ Darüber, daß dem fließenden Schmelzwasser bei der Penitentes-Bildung keine Rolle zufällt, war die Mehrzahl der Beobachter einig.

³⁾ Daß gleichwohl der von Baschin erwähnte Vorgang für die Entstehung von Schmelzformen sehr bedeutungsvoll werden kann, zeigt die unten S. 296 folgende Mitteilung von Herrn Spethmann.

strahlung weggeschmolzen werden, während die dichteren Teile als Penitentes stehen bleiben.

So weit die Diskussion in der Berliner Gesellschaft für Erdkunde! Vieles ist noch dunkel. Es scheint mir, daß z. B. die Meereshöhe und vor allem die Lage der Büsserschneefelder zur Schneegrenze noch eingehende Berücksichtigung verdiente. Der typische Büsserschnee, den Hauthal schildert, liegt unterhalb der Schneegrenze, wie ein Blick auf die Bilder lehrt. Der Zackenfirn Hans Meyers befindet sich über derselben; ebenso beziehen sich die Beobachtungen von Workmann im Himalaya auf Penitentes weit über der Schneegrenze. Nach den vorliegenden Bildern scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß es sich da um nicht ganz gleiche Bildungen handelt: Meyers Zackenfirn sieht doch ganz anders aus als Hauthals Büsserschnee. Sicher ist nur, daß es in beiden Fällen Schmelzformen sind.

Auf ein ferneres Moment möchte ich hier aufmerksam machen, das in der Diskussion gar nicht berührt worden ist und doch wohl für die Bildung der Schmelzformen in Betracht kommen könnte. Es ist das die Größe der Jahresschwankung der Temperatur. Faßt man die geographische Verbreitung des Auftretens des Büsserschnees ins Auge, so zeigt sich, daß er vor allem die Hochgebirge mit sehr geringer Jahresschwankung der Temperatur bevorzugt. Besonders häufig und zugleich großartig zeigt er sich in den Anden und im äquatorialen Afrika. Gerade hier ist die Jahresschwankung der Temperatur sehr klein. In Uspalata im mittleren Chile ($32\frac{1}{2}^{\circ}$ s. Br., 2845 m) beträgt sie nur 10° C, in Potosi ($19\frac{1}{2}^{\circ}$ s. Br., 4050 m) 9.1° , in Sucre (19° s. Br., 2000 m) 4.3° , in Antisana ($\frac{1}{2}^{\circ}$ s. Br., 4060 m) 3.2° , in Quito ($\frac{1}{4}^{\circ}$ s. Br., 2850 m) 0.3 u. s. f. Überaus klein ist sie auch am Kilimandscharo. Der Schnee fällt hier überall nahezu bei denselben Temperaturen, bei denen er später geschmolzen wird. Die jährliche Bewegung der unteren Grenze der Schneedecke erfolgt hier weniger oder überhaupt nicht als Folge der Jahresperiode der Temperatur, sondern als Folge der Jahresperiode des Niederschlages. Dadurch zieht sich der Schmelzprozeß über viele Wochen, ja Monate hin. Die Luft ist dabei relativ kalt, so daß sie wohl nicht allzuviel zur Schmelzung beiträgt. Im Himalaya ist Büsserschnee bisher nur einmal beobachtet worden, dabei auch nur in geringen Dimensionen (0.2—1.0 m hoch); hier ist die Jahresperiode der Temperatur weit größer, z. B. in Leh ($34\frac{1}{4}^{\circ}$ n. Br., 3506 m) 23.8° , in Kailing ($32\frac{1}{2}^{\circ}$ n. Br., 3299 m) 22.7° . Das gilt auch von allen anderen Grenzgebieten der Zone, in der Büsserschnee auftritt. Bei rascher Temperaturzunahme, wie sie Gegenden mit großer Jahresschwankung der Temperatur eigen ist, werden Schmelzformen sich nicht langsam entwickeln können. Das aber scheint für die Bildung des Büsserschnees wichtig. Ed. Brückner.

Schneeschmelzkegel auf Island. Unter den Islandforschern gebührt K. Keilhack das Verdienst, zuerst eingehender auf eine kegelförmige Art

von Schneeschmelzfiguren aufmerksam gemacht zu haben¹⁾. Er beobachtete, wie zahlreiche schwarze bis 40 cm hohe Kegel ein Schneefeld am Hádegisfell im Westlande der Insel dicht besetzten. O. Cahnheim wies auf dieselbe Erscheinung in mehreren Vorträgen vor der geographischen Gesellschaft in Dresden hin. Sonst ist aber meines Wissens die Erscheinung in der Literatur über Island nicht eingehender berücksichtigt worden, was um so mehr auffällt, als das Phänomen auf der Insel allgemein verbreitet ist, in Mitteleuropa hingegen sich nur vereinzelt und relativ selten dem Studium darbietet. Die folgenden Ausführungen entstammen meinen Untersuchungen aus dem Sommer 1907.

Betrachtet man eine einzelne Figur, so stellt sie einen Kegel von ziemlich regelmäßiger Gestalt dar, dessen Höhe zwischen 1 cm und $\frac{1}{2}$ m schwankt. Er besteht scheinbar gänzlich aus feinkörnigem vulkanischem Staub und Grus. Doch formt das Material nur einen wenige Zentimeter dicken, festen Mantel um einen innern Firnkern, von dem oberflächlich in der Regel nichts zu erspähen ist. Der Firn besteht aus reinem verfestigten alten Schnee ohne irgendwelche Beimengung von Schutt oder Staub. Den Durchschnitt eines derartigen Kegels stellt Fig. 1 dar.

Fast immer treten mehrere solcher Schmelzkegel gesellig auf und bedecken eine Schnee- oder Firnfläche. Nur einmal sah ich sie lediglich einreihig am Südufer eines Baches, der sich $\frac{1}{2}$ m tief in ein Schneefeld eingefressen hatte. War ihr Vorkommen nicht linear, sondern regional, so war das von ihnen besetzte Terrain eben oder sanft geneigt, einmal sogar bis zum Winkel von 30° ; vielleicht lassen sie sich auf noch abschüssigeren Böschungen nachweisen.

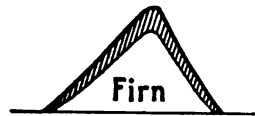


Fig. 1. Querschnitt durch einen Schmelzkegel.

Die Orientierung der Firnfelder war beliebig. Die Schmelzkegel bevorzugten nicht etwa die Südgehänge, sondern traten ebenso häufig an Nordabfällen auf.

Um zu einem richtigen Verständnis der Figuren zu gelangen, verfolgen wir ihren genetischen Werdegang, den ich des wiederholten und längere Zeit hindurch in dem Gebirgsstock der Dyngjufjöll und auf dem in ihm liegenden Kessel der Askja verfolgen konnte.

Die Voraussetzung zur Formung der Kegel besteht in einer flächenhaften Ausbreitung feineren Schuttes auf eine Schneedecke, eine Bedingung, die in dem genannten Gebiet vom Juni bis zum beginnenden September erfüllt wird. Der Gebirgsstock erhebt sich nämlich auf relativ kleinem Raum ziemlich unvermittelt auf 1300—1600 m inmitten einer ausgedehnten Ebene, deren Höhe zwischen 400 und 600 m liegt. Daraus resultiert, daß rings um das Gebirgsmassiv weite Partien Landes längst von einer winterlichen Schnee-

¹⁾ K. Keilhack, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Jg. 1886.

decke befreit sind, wenn die Dyngjufjöll noch von einer mehr oder minder kontinuierlichen Schneehülle überkleidet werden, sich gleichsam wie ein großer Schneefleck inmitten einer schneefreien Landschaft breit machen.

Das schneebefreite Terrain wird fast ausschließlich von gewaltigen Lavaflächen eingenommen, einem Lavameer, das zu den größten der Erde zählen dürfte. Auf dem freien und ebenen Areal entfaltet der Wind seine volle Stärke und entführt die feineren Verwitterungsprodukte des erkalteten Schmelzflusses, Materialien, die vom Wasser nicht fortgeschlämmt werden, da die außerordentlich poröse und höhlenreiche Lava jedweden feuchten Niederschlag sofort verschluckt und sohin ein aquatiler Gesteintransport ausscheidet. Gelblich-rötlich sind die tieferen Partien des Himmels in den Distrikten gefärbt, wo gerade der Sandsturm tobt, dem zuerst ein mehr örtlicher Charakter innewohnt, der sich aber alsbald infolge seines Wanderns regional ausbreitet. Das aufgewirbelte Material wird in größere Höhen geführt und gelangt derartig auch auf die Dyngjufjöll, auf deren Schnee- und Firnfeldern es sich in Gestalt von Staub- und Grusflächen niederschlägt, auf denen sich nunmehr der genetische Prozeß der Schmelzkegel abwickelt. Die primäre Anlage dieser Figuren gründet sich also auf Windtransport, auf äolische Einwirkung.

Um die Formentwicklung voll zu würdigen, ist es von einschneidender Bedeutung, zu wissen, auf einer wie beschaffenen Schneeoberfläche die Sedimentation des Schuttes von statten ging. Man ist hierbei natürlich auf Analogieschlüsse angewiesen, da es ja hinterher unmöglich ist, zu entscheiden, ob zarte Detailformen unmittelbar vor dem Niederschlagen des Staubes auf dem Schnee ausgeprägt waren oder nicht. Wenn ich sohin die unbeschütteten Partien der Schneedecke zum Vergleich heranziehe, so waren sie im allgemeinen ohne irgend eine Andeutung von Schmelzfiguren entwickelt, abgesehen von dem glasigen Überzug, der hier nicht durch Sublimation entstand, sondern den das tägliche Auftauen und nächtliche Gefrieren der allerobersten Schicht verursachte. Nur hin und wieder waren kleinere Flächen mit rippelmarkenähnlichen Figuren besetzt. Aber sie traten nur lokal und untergeordnet auf. Sonst boten die Schneefelder, wenn man den Gesamteindruck charakterisieren will, keine Unebenheiten, und eine intensive äolische Ablation zielte dahin, jegliche Unregelmäßigkeiten der Oberfläche auszuglätten. Markante Fußspuren waren 14 Stunden später, wie ich mehrfach zu konstatieren Gelegenheit hatte, mit ganz feinkörnigem Firnmaterial bis nahe zur Unkenntlichkeit ausgefüllt, ohne daß etwa in der Zwischenzeit Schnee gefallen wäre. Demnach dürfte für die weitaus meisten Fälle der Schluß berechtigt sein, daß Unebenheiten der Schneefelder keinen Einfluß auf die Verteilung des Schuttes ausübten.

Trotz der gleichmäßigen Schneeoberfläche verteilt der Staub und Grus sich nicht als einheitliche, dünne Decke, sondern von vornherein ordnen sich die einzelnen Partikelchen in Rippelmarken an, wie ich mehrmals in statu nascendi feststellen konnte und welche Wahrnehmung den Schlüssel zur

Laoh
Separately

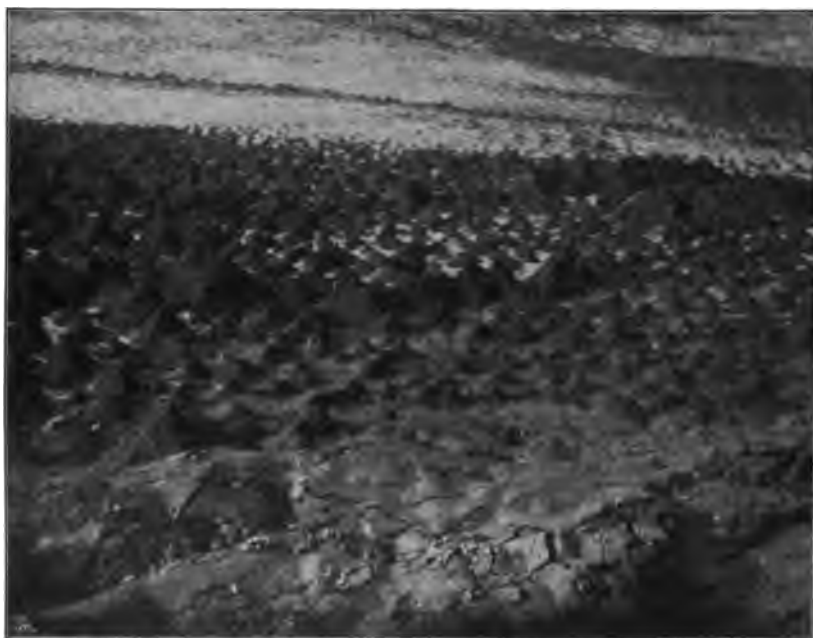
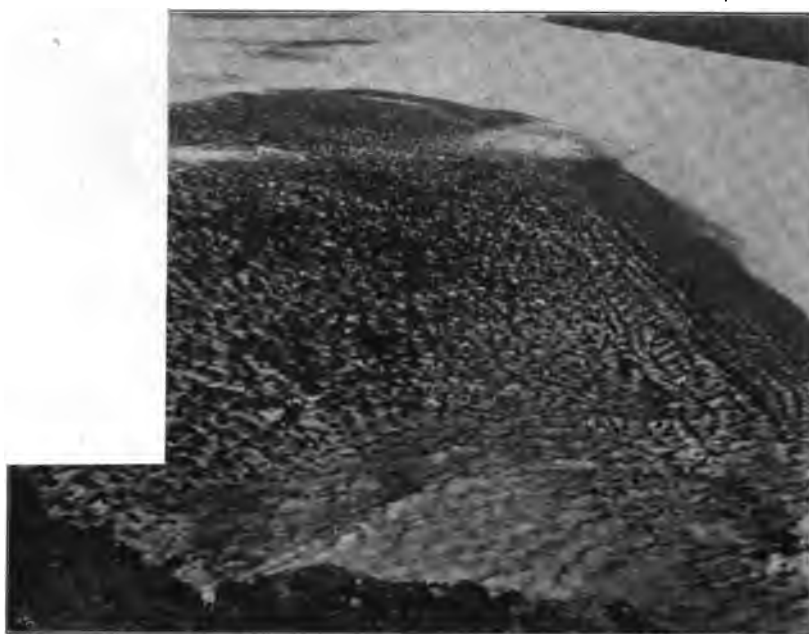


Fig. 3.

Die Entwicklungsphasen der Schneeschmelzkegel, beobachtet im Juli und August 1907
in den Dyngjuffjöll im östlichen Zentralisland. (Phot. H. Spethmann.)

Deutung des Problems liefert. Die Rippelmarken sind in ihrer longitudinalen Erstreckung nicht gleichmäßig hoch, sondern abwechselnd ist an gewissen Stellen das lockere Material etwas höher und dichter abgelagert als an anderen. Je dichter der Schutt, um so mehr werden die Sonnenstrahlen, die zwar von einem isolierten Grusstückchen absorbiert, von einer größeren Fläche aber reflektiert werden, vom unter ihm liegenden Schnee abgehalten, also der letztere geschützt. Durch diese Verminderung der Insolation wachsen diese Stellen daher gleich kleinen Knötchen aus der Schneeoberfläche heraus, weil gleichzeitig der mehr oder ganz offen zutage liegende Schnee schmilzt und somit dort die einstige Schneeoberfläche in ein tieferes Niveau rückt. Figur 2 verkörpert diese Phase des Prozesses. Deutlich ist rechts auf dem Bilde die rippelmarkenartige Anordnung des Staubes zu erkennen; weiter links sind die stärker beschatteten Partien linear herausgeschmolzen und noch weiter links hat sich die Schuttfläche schon gänzlich in kleine Knötchen und isolierte Kegelchen aufgelöst.

Im normalen Verlauf setzt sich der also eingeleitete Prozeß in der gleichen Weise fort. Aus den Knötchen werden Kegelchen, und aus diesen große Schmelzkegel. Betrug ihre seitliche Böschung zuerst nur wenige Grad, so nimmt sie schnell an Größe zu und kann 45° erreichen. Daß gerade eine Kegelform geschaffen wird, mag vielleicht darauf sich gründen, daß der Mittelpunkt des Sandknötchens, bei dem ja das aufgewehrte Material relativ am höchsten liegt, den Schnee gegen die Insolation mehr schützt als die seitlichen Partien, und so vielleicht am Fuße der Kegel der Schnee unter dem Schutt an Höhe verlieren wird.

Figur 3 stellt diese letzten Entwicklungsstadien der Schmelzkegel dar. Hier ist ein Schlammstrom über den Vordergrund des Feldes gelaufen, und die Kegel gucken mit ihren Spitzen aus der Verhüllung heraus. Mitunter tritt auch das umgekehrte ein. Das anfänglich schon nicht hohe Schneefeld schmilzt im Spätsommer gänzlich, infolgedessen die Kegel unverbunden auf nacktem Fels stehen.

Es ist klar, daß die Formgebung der Kegel einzig und allein ein Werk der Sonnenstrahlung ist. Demgemäß haben wir bei dem Verlauf des Prozesses streng zwischen zwei Agentien zu sondern: Die primäre Anlage ist ein Ergebnis des Windes, die sekundäre Formgebung ein Resultat der Insolation.

Das besprochene Phänomen ist auch in Mitteleuropa bekannt, nur rückt es hier gegenüber anderen Schmelzerscheinungen in den Hintergrund. Schon in den älteren Werken über Gletscherkunde wird es erwähnt unter den Namen Schuttkegel, Maulwurfshaufen, Termitenhügel, Erdhügel und als *cônes graveleux*. Das Wort Schuttkegel trifft unzweifelhaft Form, Entstehung und Material am prägnantesten; aber da es allgemein in anderem Sinne verwendet wird, so habe ich von einer derartigen Bezeichnung der betreffenden Figuren Abstand genommen und sie kurz Schmelzkegel genannt.

Meines Wissens wurde zuerst von S. Studer¹⁾ auf sie die Aufmerksamkeit gelenkt. Er erklärt sie bereits richtig durch Ausschmelzen. Nach ihm wurden sie zwar des öfteren erwähnt, aber immer nur kurz und vorübergehend, wie in den Schriften von Agassiz²⁾ und Forbes³⁾, die sie ebenfalls durch Ausschmelzen deuten. Albert Mousson gibt eine etwas unklare Beschreibung und Interpretierung der „cônes de graviers“, während Dollfuss-Ausset und vornehmlich Tyndall eine scharfe Charakteristik und zutreffende Erklärung lieferten. Letzterer beobachtete sie besonders am Unter-Aargletscher, woselbst sie auch neuerdings alljährlich konstatiert werden und wo zu ihrer Bildung besonders günstige Bedingungen vorhanden sein müssen. Heim führt die Figuren gleichfalls in seiner Gletscherkunde an, und auch Hess gedenkt ihrer in seinem Werke über die Gletscher.

Im Gegensatz zu meinen isländischen Aufnahmen zeigt eine mir vorliegende Photographie von der Nordseite des Col Lombard, in Südfrankreich, die ich der Güte des Herrn cand. geol. K. Endell verdanke und die aus dem Jahre 1907 stammt, dasselbe Phänomen der Schmelzkegel, in alpinen Position, aber nicht auf Firn, sondern einer schuttreichen Gletscheroberfläche. Die äußere Erscheinung ist bei allen Beobachtungen in den Alpen dieselbe; der Prozeß der Formgebung verläuft analog dem arktischen, aber die primäre Anlage ist von durchgreifendem Unterschied. In Island wurde das grusige Material vom Winde transportiert, was in den Alpen wohl nur ausnahmsweise geschehen wird; vielmehr ist aquatile Verfrachtung dort die Regel. Mitunter mag auch oberflächlich aus dem Eiskörper herausgeschmolzenes Gestein, das zerfällt, den Anlaß zur Schmelzkegelbildung gegeben haben; auch wird der Steinschlag bisweilen in Rechnung zu ziehen sein.

Berlin.

Hans Spethmann.

Schneeschmelzkegel in den Alpen und Nieve Penitente. Im Anschluß an die voraufgehende Mitteilung des Herrn Spethmann über Schneeschmelzkegel in Island möchte ich die beistehende Photographie der gleichen Erscheinung am Rhonegletscher wiedergeben. Sie wurde im August 1898 bei Gelegenheit der Zusammenkunft von Gletscherforschern von mir aufgenommen. Die Stelle befand sich auf der linken östlichen Seite des Gletschers im oberen Teil der Zunge unweit des linksseitigen Talgehänges.

¹⁾ S. Studer, Auszug eines Briefes an den Herausgeber von Höpfners Magazin der Naturkunde. Zürich 1787.

²⁾ L. Agassiz, Untersuchungen über die Gletscher. Solothurn, 1841.

³⁾ J. D. Forbes, Travels through the Alpes of Savoy. Deutsche Bearbeitung. Stuttgart 1845.

⁴⁾ A. Mousson, Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich 1854.

⁵⁾ Dollfuss-Ausset, Matériaux pour l'étude des glaciers. Strasbourg 1864.

⁶⁾ J. Tyndall, Les glaciers et les transformations de l'eau. Paris 1873.

Hier lag auf dem Eise Schnee, der verfirnt war und im Morgen im Schatten lag. Vom Gehänge war Staub und Grus herabgeweht worden, der sich ursprünglich offenbar in langgestreckten Rippelmarken aufgehäuft hatte. Wo er dicht lag, schützte er die Schneefläche vor Abschmelzung. Während die staubfreien Partien durch Abschmelzung erniedrigt wurden, hoben sich die staubbedeckten als flache Kämme darüber empor, die entsprechend der auch innerhalb der Rippelmarken ungleichmäßigen Staub- und Grusbedeckung in kleine Kegel aufgelöst wurden. Trefflich zeigt sich noch in deren Anordnung die Lage der ursprünglichen Rippelmarken. Die Richtung der Reihen war ungefähr Nord-Süd, parallel dem Talgehänge. Die Höhe



Schneeschnitzkegel auf dem Rhonegletscher im August 1898.

(Phot. Ed. Brückner.)

der einzelnen Kegel erreichte oft 15 cm. Der Abfall der einzelnen Kegel war, wie bei den Gletschertischen, in südlicher Richtung sanft, nach Norden steiler.

Auch hier ist das erste Moment, das Veranlassung zur Bildung der eigentümlichen Formen gab, sicher der Wind gewesen, der den Staub und Grus in langen Reihen ordnete. In dem von Herrn Spethmann am Schluß seiner Mitteilung erwähnten Vorkommen von Col Lombard handelte es sich dagegen um Eiskegel, die unter angeschwemmtem Sand auftreten, wie sie, nicht selten auf Gletschern zu sehen sind.

Bei Betrachtung der Schneeschmelzkegel in Island und auf dem Rhonegletscher fällt eine gewisse Ähnlichkeit mit den Penitentes auf (vgl. die Diskussion hierüber oben S. 292). Beide Erscheinungen führen sich auf eine verschieden rasch erfolgende Schmelzung zurück; in beiden Fällen ordnen sich die kegelförmigen Schmelzreste in Reihen. Während sich aber diese Reihung bei den Schneeschmelzkegeln Islands und am Rhonegletscher sicher auf reihenförmige Anordnung schützenden Staubes durch den Wind zurückführt, ist das für die Nieves Penitentes nicht dargetan. Diese Annahme wird vielmehr von Hauthal ausdrücklich zurückgewiesen. An irgendeine Form der Wellenbildung erinnert aber auch die tropische Erscheinung so sehr, daß dieser von Baschin hervorgehobene Gesichtspunkt sicher noch der Verfolgung bedarf.

Ed. Brückner.

Über die starke Erosion der Gletscherbäche. Die Erosion des fließenden Wassers ist, wie bekannt, eine Funktion der Strömungsgeschwindigkeit. Gewöhnlich ist die Erosionswirkung dem Quadrate der Geschwindigkeit proportional. Die Erosion hängt aber auch von der Geröll- und Schlammführung des Wassers ab. Wenn das Strombett aus hartem, widerstandsfähigem Gestein besteht, dann erodiert fließendes Wasser allein nur wenig. Führt es aber Sand und Schlamm mit, dann nimmt die Erosionswirkung¹⁾ mit den festen Bestandteilen im Wasser zu. Unter solchen Verhältnissen werden Rinnen im festen Fels ausgehöhlt. Noch stärker ist die Wirkung an Stellen, wo Sand und Schlamm sich in Vertiefungen sammeln und Wirbelung entsteht. Dort werden in verhältnismäßig kurzer Zeit tiefe Strudellöcher gebildet. In Norwegen kann man häufig sehen, wie viel größer die Erosionstätigkeit der von den Gletschern gespeisten, schlammreichen Flüsse ist als die der übrigen schlammarmen. Figur 1 zeigt einen Teil des Felsenufers des Jostedalselvs bei Elvekroken. Es wurde Ende August 1907, als der Fluß niedrigen Stand hatte, aufgenommen. Bei Hochwasser bespült der Fluß diesen Felsen, welcher aus Granit besteht und nicht aus Kalkstein, wie man nach seinem Aussehen glauben könnte. Er sieht nämlich einem Karrenfeld etwas ähnlich. Während des Hochstandes wallt das Wasser hier hin und her, und darunter schleift der feine Sand, den der Fluß von den Gletschern transportiert, Vertiefungen in den Felsenrund.

Figur 2 zeigt das andere Ufer des Jostedalselvs bei Elvekroken. Die Skulptur des Felsens, welcher auch hier aus Granit besteht, hat größere Züge. Wo Spalten im Felsen vorkommen, sind Rinnen ausgeschliffen, und die Aushöhlungen haben größere Dimensionen. Es beruht darauf, daß hier das Wasser während des Hochstandes in starker Strömung war. An der

¹⁾ Ch. Rabot sagt darüber: *L'érosion du sous-sol par le torrent sous-glaciaire doit être très active en raison de sa teneur en particules minérales.* (Revue de glaciologie, Com. Franc. d. glaciers, 1902, p. 74.)

erstgenannten Stelle dagegen wallte das Wasser über den Felsen hin und her ohne besondere Stromstärke.

Die erwähnten Beispiele von Elvekroken sind nicht Ausnahmefälle; im Gegenteil kann man solche bei so zu sagen jedem Gletscherbach in Norwegen sehen. Die Felsen haben, wie die Bilder zeigen, ein Aussehen, als seien sie ausgepolstert. Es wäre deswegen angemessen, solche Oberflächenformen der Felsen gepolsterte¹⁾ zu nennen. Wo die Meeresbrandung auf eine Felsenküste aus widerstandsfähigem Gestein wirkt, werden sehr ähnliche Oberflächenformen gebildet. Sand, der durch die



Fig. 1. Erosion des Jostedalselv bei Elvekroken auf Granit, stromaufwärts gesehen.

Brandung in Bewegung gesetzt wird, schleift Aushöhlungen in den Felsen. Hierdurch können auch Strudellöcher gebildet werden.

Am Krondöla, dem Gletscherbach des Bersetbrä, hat man an vielen Stellen eben solche Erosionformen wie bei Elvekroken. Am rechten Ufer des Krondöla liegt dem Hofe Haugen gegenüber ein Granitblock von der Größe eines Hauses. Es ist ein erratischer Block, welcher auf gerundeten

¹⁾ Reusch, Traek av Havets Virkninger paa Norges Vestkyst (Nyt Mag. f. Naturv., B. 22, S. 211), hat für ähnliche Erosionsformen, die von der Brandung des Meeres an der westlichen Küste Norwegens hervorgebracht worden sind, den Namen „gepolsterte“ benutzt.

Steinen liegt. Bei Hochstand fließt das Wasser unter diesem Block und wird von ihm gestaut. Die Felsen sind ringsum wie bei Elvekroken stark erodiert, und das Wasser hat an der Unterseite des großen Granitblockes breite und tiefe wellenförmige Rinnen ausgehöhlt.

Vor dem Brigsdalsbrä im Nordfjord hat man auf einer Strecke nackte Granitfelsen. Auf diesen kann man die Erosion des Schmelzwassers des Gletschers sehr schön sehen.

Auch in Gebieten, welche früher von den eiszeitlichen Gletschern bedeckt waren, kommen solche Erosionsformen sehr häufig vor. Am Aakrefjord südlich von Bergen im westlichen Norwegen gibt es große Rinnen,



Fig. 2. Erosion des Jostedalselv bei Elvekroken auf Granit, stromaufwärts gesehen.

die einen Winkel von ungefähr 30° mit der Richtung der Gletscherschliffe bilden. Diese Rinnen sind im festen Fels ausgehöhlt, wo das Gestein weniger widerstandsfähig als das umgebende war. Gänge aus einem metamorphisierten Diabas durchsetzen hier Gabbro und die Rinnen sind den Diabasgängen entlang vom Schmelzwasser des Gletschers ausgeschliffen. Auch unter den Gletschern üben die schuttbeladenen Bäche ihre Erosionstätigkeit.

Die Strudellöcher oder Riesentöpfe, welche so häufig in Gegenden, wo einst Gletscher herrschten, vorkommen, sind durch die Schmelzwasserströme unter dem Eise gebildet worden.



Fig. 3. Kuppe im Tale 3 km vor dem Smörstabgletscher
talaufwärts gesehen.



gesehen.

Diese Art der Erosion bei den Gletschern scheint gewöhnlich nicht genügend gewürdigt zu sein. Rabot hat sie, wie oben angeführt, in der Revue der Glaciologie für 1902 angedeutet. Später ist sie von Jean Brunhes¹⁾ in mehreren bedeutungsvollen Arbeiten behandelt worden. In seiner Abhandlung „*Erosion fluviale et érosion glaciaire*“ werden Felsköpfe (Bosses nach Brunhes) erwähnt, die in den Tälern, welche einst Gletscher deckten, aufragen. Solche Bildungen beweisen unwiderlegbar die starke Erosion der Gletscherbäche. Felsköpfe dieser Art kommen häufig in Norwegen wie in allen früher vereisten Gebieten vor. Als ein typisches Beispiel von derartigen Felsköpfen werden nebenstehend zwei Bilder von einer Kuppe im zentralen Norwegen wiedergegeben. Sie befindet sich in einem Gebirgstal ungefähr 3 km vor dem Smörstabgletscher. Bedeutende Moränen zeigen, daß dieser Gletscher vor nicht langer Zeit — nach geologischem Zeitmaß — die Kuppe noch erreichte. Die Kuppe besteht aus Gabbro und ist oben vom Gletscher geschliffen und geglättet. Sie liegt an einer Stufe des Tales. Wie das Bild Fig. 3 zeigt, ist die Talsohle unterhalb der Kuppe niedriger als oberhalb. An ihren beiden Seiten hat fließendes Wasser tiefe klammartige Einschnitte gemacht. Diese sind von den Schmelzwasserbächen ausgehöhlt worden, als der Gletscher die Kuppe erreichte und wahrscheinlich auch eine Weile umfloß.

Christiania.

J. Rekstad.

Bemerkung zu Prof. S. Finsterwalders „Theorie der Gletscherschwankungen“⁽²⁾. Die folgenden Zeilen sollen nicht als eine Kritik der Theorie Prof. Finsterwalders aufgefaßt werden; denn, wie der Leser sich sofort überzeugen wird, berühren sie die allgemeinen Formeln Finsterwalders nicht; sie beziehen sich lediglich auf eine spezielle Annahme, die gelegentlich gewisser Rechnungen gemacht wird.

Auf S. 82 setzt Prof. Finsterwalder

$$v = k y^{\alpha}, \quad (I)$$

wo v die (mittlere) Geschwindigkeit des Eises im gegebenen Querschnitt, y die (mittlere) Dicke des Eises im selben Querschnitt bedeuten; k ist eine Konstante, „in welcher noch der Einfluß der Neigung des Bettes steckt.“

Es ist klar, daß die Formel (I) mit dem unbestimmten Exponenten α ziemlich allgemein ist; ebenso allgemein sind die weiteren Formeln, in denen überall α unbestimmt gelassen wurde. Nur dort, wo es sich um die Aus-

¹⁾ Jean Brunhes, Sur les contradictions de l'érosion glaciaire; ferner: Sur une explication nouvelle du surcreusement glaciaire; endlich Sur les relations entre l'érosion glaciaire et l'érosion fluviale. (Comptes rendus d. Séances d. l'Acad. des Scien., 1906 u. 1907, Paris.) Siehe auch Erosion fluviale et érosion glaciaire (Revue de Géographie annuelle, I. 1906—1907), Paris.

²⁾ Diese Zeitschr. Bd. II, Heft 2 (Nov. 1907).

rechnung eines Beispiels (so z. B. auf S. 85) handelt, setzt Prof. Finsterwalder

$$n = \frac{1}{2}.$$

Falls diese Annahme sich auf ein direkt aus Beobachtungen abgeleitetes Gesetz gründet, ist natürlich nichts dagegen einzuwenden. Mir will aber scheinen, daß die Annahme

$$n = \frac{1}{2}$$

der Hydraulik entlehnt ist. Bekannterweise haben sich in der Hydraulik empirische Formeln bewährt, in denen die mittlere Geschwindigkeit des in einem Kanal fließenden Wassers der Quadratwurzel des sogenannten hydraulischen Radius proportional gesetzt wird. Bei sehr großer Breite des Bettes kann der hydraulische Radius mit der Tiefe des Stromes vertauscht werden. Es ist aber sehr zweifelhaft, ob eine empirische aus den Beobachtungen der Bewegung des Wassers in Flüssen und Kanälen abgeleitete Formel auf das Fließen eines Gletschers angewendet werden darf. Die Bewegung des Wassers in Flüssen und Kanälen ist bekannterweise turbulent, wirbelnd. Von der Turbulenz, vom Wirbeln ist bei den Gletschern keine Spur. Das Fließen des Gletschers ist dem ruhigen Fließen einer zähen Flüssigkeit ähnlich; dieses letztere aber hat seine eigenen Gesetze, denen auch das Fließen des Wassers in kapillaren Röhren gehorcht¹⁾. Die Gesetze der Bewegung einer zähen Flüssigkeit folgen einerseits aus den hydrodynamischen Gleichungen von Navier und Stokes, andererseits aber wurden sie durch zahlreiche Experimente verifiziert. Sie besagen, daß wenn eine Flüssigkeit an den Wänden haftet, ihre mittlere Geschwindigkeit (bei einer stationären Bewegung) in einem sehr breiten Bette dem Quadrat der Tiefe proportional ist. Somit wäre in (I)

$$n = 2$$

zu setzen.

Freilich haftet das Eis am Boden und an den Wänden des Bettes nicht; es gleitet: seine Geschwindigkeit am Boden und an den Wänden ist nicht gleich Null, was zur Folge hat, daß eigentlich der Ansatz

$$v = a + by + cy^2 \quad (II)$$

gemacht werden sollte. Leider führt er eine gewisse Komplikation ein, indem statt einer Konstanten deren drei auftreten.

Eine Bestätigung des Obengesagten kann man in den Geschwindigkeitsverhältnissen grönländischer Gletscher erblicken. Es ist bekannt, daß diese Gletscher mehreremal — zwanzig, dreißig bis vierzigmal — schneller fließen

¹⁾ Näheres darüber ist zu finden bei O. Reynolds, On the two Modes of Flowing of water etc. Phil. Trans. London Bd. CLXXIV (1883) S. 935 und ff.; ferner in anderen Aufsätzen Reynolds und anderer, vorzüglich englischer Physiker, Hydrauliker und Mathematiker. In dieser Zeitschrift hat B. Weinberg in seinem Aufsatz über die innere Reibung des Gletschereises (Bd. I insbesondere auf S. 329 bis 337) dieselbe Frage besprochen.

als die Alpengletscher, obwohl die Neigungen ihrer Betten durchschnittlich nicht größer sind als die Neigungen jener. Wäre nun die Geschwindigkeit der Quadratwurzel aus der Dicke des Eises proportional, dann müßten die Dicken grönländischer Gletscher hundertmal größer sein als die Dicken der Alpengletscher. Währenddessen sind aber ihre Dicken nur einigemal größer als die Dicken jener; so ist z. B. der große Karajakgletscher nach von Drygalskis¹⁾ Angaben nicht mehr als 600 m dick.

Akzeptiert man aber die Hypothese, daß die Relation zwischen der Geschwindigkeit des Eises und dessen Dicke durch eine quadratische Formel dargestellt wird, so werden die großen Geschwindigkeiten und die verhältnismäßig geringen Dicken grönländischer Gletscher ganz verständlich.

März 1908.

M. P. Rudzki.

Bemerkung zu den obigen Einwendungen Prof. Rudzki's. Die Annahme des Herrn Prof. M. P. Rudzki, daß in meinen Formeln der Exponent n besser gleich 2 gesetzt würde, die ja theoretisch manches für sich hat, entspricht den Verhältnissen der Alpengletscher schlecht. Wenn man bei einer Dicke von 200 m die Jahresgeschwindigkeit auf 50—100 m setzt, was bei mittleren Neigungsverhältnissen sicher mit der Erfahrung stimmt, so käme man bei 20 m Dicke und gleicher Neigung nur mehr auf eine Jahresgeschwindigkeit von 0,5 — 1 m, was entschieden zu gering erscheint. Die normale Höhe der senkrechten Gletscherstirn eines stationären Gletschers beliefe sich dann bei 4 m jährlicher Ablation auf 56—40 m, was aller Erfahrung widerspricht. Wollte man die Geschwindigkeit nach der Formel $v = a + by + cy^2$ ansetzen, so wäre jedenfalls die Konstante $a = 0$ zu rechnen, da sich ein Gletscher von verschwindender Dicke nicht mehr bewegt. Was endlich die ungewöhnlichen Geschwindigkeiten der grönländischen Gletscherströme mit kalbenden Enden betrifft, so darf bei ihrer Würdigung der Umstand nicht außer acht gelassen werden, daß dort das Eis durch die Durchtränkung mit dem Meerwasser und dessen Auftrieb unter wesentlich anderen Bedingungen steht, als in den Alpengletschern.

S. Finsterwalder.

Revision einiger Gletschermarken in der Presanella-Adamello-Gruppe (Sommer 1905). Mit Herrn K. Döhler, meinem Gefährten von 1904, besuchte ich Ende Juli 1905 verschiedene Gletscher der Presanella-Adamello-Gruppe. Wieder bestand unsere Aufgabe darin, 1. die Veränderungen an den einzelnen Gletscherenden durch direkte Messungen zu erkunden und 2. den Zustand der Zungen durch photogrammetrische Aufnahmen zu fixieren. Wir benutzten zu letzterem Zwecke den gleichen Apparat, dessen wir uns schon 1904 im Venedigergebiet bedient hatten (vgl. diese Zeitschrift Bd. II, S. 142). Das Wetter war uns nicht besonders hold. Dazu

¹⁾ Grönland-Expedition Bd. I, S. 269 und ff.

kam, daß einige der von uns besuchten Gletscher seit 6 und 10 Jahren nicht nachgemessen worden waren, ein Umstand, der uns bei Aufsuchung der alten Marken harte Geduldsproben auferlegte. Trotzdem ist es uns gelungen, 24 brauchbare photogrammetrische Aufnahmen zu machen, die im Wissenschaftlichen Archiv des Alpenvereins sowohl, als in dessen Bibliothek aufbewahrt werden. Die Bilder ergeben im Verein mit den von Prof. Finsterwalder 1895 und E. Rudel 1901 aufgenommenen ein getreues Bild der gewaltigen Veränderungen der Gletscher seit 1895.

An der *Vedretta di Cornisello* (1¹), die wir am 19. Juli 05 besuchten, lag noch tiefer Schnee. Selbst der schöne Lago Vedretti war noch mit Eis bedeckt. Trotz aller Anstrengung konnten wir nicht, wie die letzten Besucher (Mitteilungen des D. und Ö. Alpenvereins 1902, No. 22), zum Gletscherende selbst gelangen. Wir stellten aber durch das Glas fest, daß der Gletscher auch jetzt noch nicht direkt in den See mündet, sondern vor sich eine flache Anschwemmungsebene von mindestens 20—30 m Länge hat. (2 photogrammetrische Aufnahmen.)

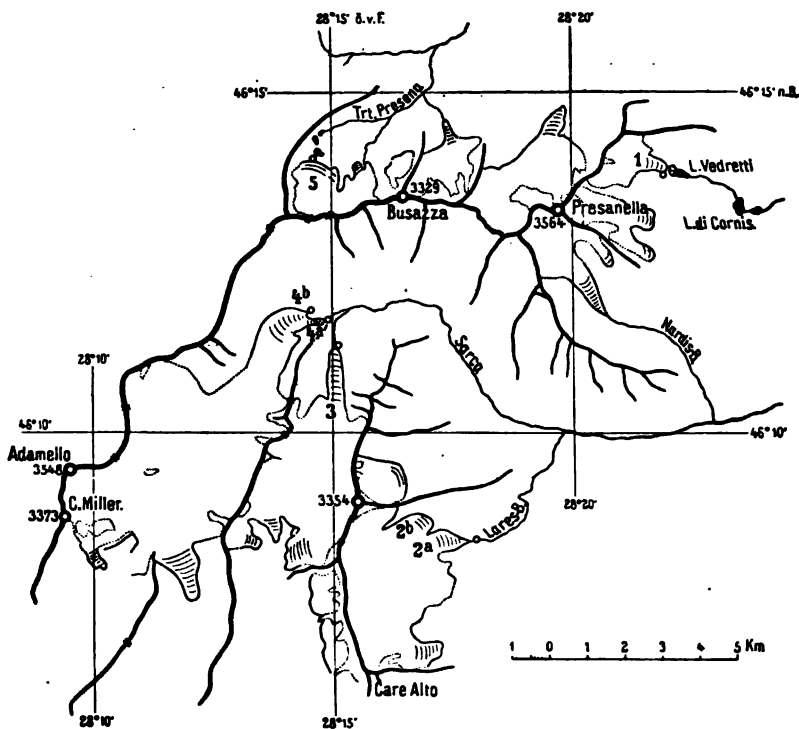
Die *Vedretta del Lares* (2a und b) endet in 2 weit von einander liegenden Zungen in großer Meereshöhe. Die rechte tiefere Zunge (2a), die zuletzt von Dr. Fritsch 1899 besucht und auch markiert worden war (Mitt. 1900, No. 9), liegt in einer Schlucht, in der wir am 22. Juli 05 Schnee- und Lawinenreste noch so dick angehäuft fanden, daß wir weder das Gletscherende feststellen, noch die Marke von 1899 nachmessen konnten. — An der linken breiteren Zunge (2b) hatte Dr. Sieger (Mitt. 1896, No. 6) im Jahre 1895 mehrere Marken gesetzt. Doch war seither keine Nachmessung erfolgt. Von den 95er Marken, nach denen wir mit dem Führer Liberio Collini zwei Stunden lang suchten, ist nicht die leiseste Farbenspur mehr vorhanden. Wir verzichteten auf Anbringung einer neuen Marke, da dieser linke Gletscherteil in einer flachen Hohlmulde endet und überdies kein Tor hat. Dafür aber machten wir mehrere photogrammetrische Aufnahmen, die ein gutes Bild des gegenwärtigen Zustandes der Lareshochregion geben. Unser photographischer Standpunkt „P ■“ ist leicht zu finden, er liegt unweit des Punktes 2685 der Aegerter'schen Karte (ausführliches siehe No. 8 unserer Bildserien).

Es empfiehlt sich überhaupt, am Laresferner in Zukunft nur die von Fritsch 1899 gesetzte Marke am rechten Zungende nachzumessen. Auf eine Markensetzung und Bandmessung am linken Lappen kann ganz verzichtet werden; dagegen erscheint eine Wiederholung unserer 3 photogrammetrischen Aufnahmen von „P ■“ aus sehr geboten. Jedenfalls aber sollte der Gletscher vor Anfang August nicht besucht werden.

An der *Vedretta della Lobbia* (3) hatten wir etwas mehr Glück als E. Rudel (Mitt. 1902, No. 22). Wir fanden infolge besserer Schnee-
 ver-

¹) Siehe Bezifferung der Karte.

hältnisse wenigstens einige der älteren Marken von Dr. Sieger (Mitt. 1896, No. 6) und Dr. Fritzsche (Mitt. 1900, No. 9) wieder. Die von Fritzsche am 20. Juli 99 neu aufgestellte Marke im rechten Teile des Gletscherbettes, damals 14 m vom Eisrande gelegen, ist jetzt volle 55 m vom Eise entfernt. Das ergibt einen Rückgang von 41 m, also 7 m pro Jahr. Der Block trägt jetzt die Zeichen „24. 7. 05“ nebst Richtungspfeil und Markierungsfleck. Der Pfeil zeigt in NNO—SSW-Richtung auf den rechten Torpfeiler des östlichen Tores.



Kartenskizze der Presanella-Adamello-Gruppe. 1:200 000.

Auf den benachbarten Rundhöckern fanden wir von den beiden Siegerschen Marken, die Fritzsche 1899 nachgemessen hatte, nur noch eine vor. Leider hatte sich bei ihr nur der Richtungspfeil tadellos erhalten. So konnten wir nicht entscheiden, ob es die 26 m- oder die 38 m-Marke Siegers war. (1899: 37 m und 57 m vom Eisrande entfernt.) — Die Marke lag 1905 volle 89.5 m vom Eise entfernt. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist es die 26 m-Marke Siegers. Dann hat hier seit 1895 ein Rückgang von 63.5 m, seit 1899 ein solcher von 52.5 m stattgefunden. Aber selbst, wenn es sich um die 38 m-Marke handeln sollte, ist der Rückgang offenkundig.

Er beträgt dann für die Zeit 1899—1905 immerhin noch 32.5 m. Neue Bezeichnung der Marke „24. 7. 05. 89.5 m“ nebst Richtungspfeil.

Der starke Rückgang des Gletschers zeigt sich auch bei Vergleichung unserer 5 photogrammetrischen Aufnahmen mit denen von Prof. Finsterwalder aus dem Jahre 1895 (Mitt. 1896, No. 2) und denen von E. Rudel 1901. Die linke Seite ist erheblich mehr zurückgewichen als die rechte. Auch die Dicke der Zunge hat abgenommen, die Bänderung dagegen tritt jetzt bei weitem schöner auf als früher¹⁾.

Am *unteren* tiefsten Lappen der *Vedretta del Mandron* (4a) hatte von allen Besuchern nur Dr. Fritzscht 1899 direkte Bandmessungen ausgeführt (Mitt. 1900, No. 9). Die Zunge zeigt jetzt ein ähnliches Bild wie 1887 und 1888 (vgl. Mitt. 1896, No. 2). Das Eis erreicht nur noch mit einem ganz schmalen Faden die Schotterfläche des Talschlusses. Hier liegt flach hingestreckt ein breiter Eiskuchen, der zum allergrößten Teile aus abgestürzten Eistrümmern gebildet ist.

Die Marke $\frac{S}{A|T}$ (Mitt. 1900, No. 9) lag am 25. Juli 05 in einer Entfernung von 115.3 m vom Eisrande. Der Rand der Sturzhalde ist also seit 1899 um 47.8 m zurückgewichen (pro Jahr ca. 8 m). Die Marke trägt jetzt außer der obigen Signatur noch ein großes „05“, das talwärts schaut.

Wir setzten 60.3 m gegen den Gletscher zu noch eine neue Marke „25. 7. 05“ mit 2 Richtungspfeilen. Der eine Pfeil zeigt zum Eisrande, der 55 m von ihr entfernt liegt. Der andere weist zur Marke „20 m 19. 7. 99“, die jetzt 26.5 m vom Eise entfernt ist.

Den *oberen Lappen* (4b) des Mandronferners besuchten wir am 26. Juli. Die von Dr. Fritzscht 1899 gesetzte Pegelmarke (Mitt. 1900, No. 9) wurde aufgefrischt. Leider war auch dieser Gletscher noch nicht schneefrei, so daß wir nur bis zum Firnrand messen konnten. Horizontalabstand vom Nullpunkt der Marke zum Firn 3.2 m (1899 1.5 m)²⁾.

Die alte Sieger'sche Marke vor dem oberen Lappen „↑ 95: 30 m“ (Mitt. 1896, No. 6) ist jetzt mindestens 120 m vom Eisrande entfernt. Direkte Messung z. Z. unmöglich. Die Marke „↑ 19 m 22. Juli 99 A“ stand 1905 24.8 m vom Eise. Der (seitliche) Rückgang betrug also 5.8 m. Die andere Marke von 1899 (Mitt. 1900, No. 9) scheint verschwunden zu sein.

¹⁾ Außerordentlich interessant ist ein Vergleich der beiden Aufnahmen, die 1895 und 1905 in der Nähe der alten Malga Matterot ausgeführt wurden. Sie zeigen auf die deutlichste, in welcher üppiger Weise sich im Laufe dieses Jahrzehnts die Strauchvegetation (besonders *Alnus viridis*) entwickelt hat.

²⁾ Um späteren Beobachtern das Suchen der Marken zu erleichtern, habe ich im Wissenschaftlichen Journal der Mandronhütte die Lage der Marken durch eine Situationskarte gekennzeichnet. Dasselbe finden sich auch genaue Angaben, auf welchem Wege man die Marken am leichtesten erreicht.

Das Ende des *Presenagletschers* (5) lag am 27. Juli 05 noch in tiefem Schnee, so daß die Marken nicht nachgemessen werden konnten.

Dem Vorstand des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereins, der unsere Arbeiten durch Subvention unterstützte, möchte ich auch an dieser Stelle unsern besten Dank aussprechen.

Leipzig.

H. Reishauer.

Literaturbericht.

T. H. Holland, H. H. Hayden, H. Walker, E. A. Pascoe, G. Cotter and J. C. Brown, A preliminary survey of certain glaciers in the North-West Himalaya. By officers of the Geological Survey of India. Records of the Geological Survey of India. Vol. XXXV. Part. 3 und 4. 1907. Calcutta.

Es ist eine sehr erfreuliche Erscheinung, daß auf Betreiben von Mr. D. W. Freshfield nun auch in den Gletschergebieten der englischen Kolonien Beobachtungen der Gletscherschwankungen eingeleitet sind, wie sie durch die internationale Gletscher-Kommission veranlaßt, in den übrigen Gebirgs-Regionen der Erde seit längerer Zeit ausgeführt werden.

Der vorliegende Band bringt in Part 3 außer 16 guten Photographien von den sechs beobachteten Gletschern des Kashmir-Gebietes (Hinarche-, Barche-, Minapin-, Hispar-, Yengutsa- und Hassanabadgletscher) auch Kartenskizzen von den Gletscherenden und den vor diesen angebrachten Marken, sowie eine Übersichtskarte des ganzen Gebietes, in welchem außer den zunächst der Beobachtung unterworfenen noch einige 20 Eisströme von respektabler Ausdehnung vorhanden sind.

An vorläufigen Ergebnissen kann mitgeteilt werden, daß die in Längstälern verlaufenden Gletscher (Hispar- und Barche-glacier) größere Ausdehnung, größere Länge, geringere Neigung und größere Stabilität besitzen, als die in den Quertälern strömenden. Die letzteren dagegen gehen tiefer herab (bis 2400 m gegen 3000 m bei den Längsgletschern). Der Hispargletscher hat etwa 40 km Länge und ist an seinem Ende etwa 1,2 km breit. Die Längsgletscher geben wegen ihrer größeren Ruhe die wirklichen säkularen Schwankungen an, während die beweglicheren Gletscher der Quertäler durch jahreszeitliche und andere kurzperiodische Schwankungen stark beeinflußt erscheinen. Bei 4 der beobachteten Gletscher wurden die Zeichen des Rückganges festgestellt. Yengutsa und Hassanabad haben in jüngster Zeit einen Vorstoß ausgeführt. Im ganzen herrscht hier auch allgemeiner Rückgang, der bei einzelnen Exemplaren durch kurze Vorstöße unterbrochen erscheint. Beobachtungen über Bewegung, Struktur u. a. werden für später in Aussicht gestellt.

Auf 20 Photographien und 6 Karten ist in Part 4 dieses Bandes das zunächst erhaltene Material niedergelegt, welches die Besuche von 3 Gletschern in Lahoul und von 4 Gletschern in Kumaon geliefert haben. Die Stand-

punkte, von denen aus die Photographien genommen sind, wurden in die Kartenskizzen eingetragen und die zur Orientierung der Aufnahmen und für spätere Vergleiche nötigen Richtungen sind in diesen Skizzen ebenfalls angegeben. — Auch für diese Gebiete ist allgemeiner Rückgang der Gletscher zu verzeichnen.

Vor dem Sonapani-glacier (Lahoul) liegt ein 2,7 km langes ausgetrocknetes Seebecken; der Gletscher erstreckt sich von seinem bei ca. 3900 m gelegenen Ende an 9—10 km nach NNE. Die äußerste der 3 Endmoränen, welche vor dem Ende des Seebeckens liegen, kommt nahe an den Chandrafluß heran.

Der Bara-Shigri-Gletscher im Chandra-Tal ist stark mit Schutt bedeckt. 2—3 km vor dem Gletscherende sind die Spuren eines Sees, der im Flußlaufe bestand. Er soll noch vor 7 Jahren, durch Aufdämmung des Chandra durch die Moräne des Shigri gebildet, existiert haben. Aus den Karten von 1874 kann geschlossen werden, daß der Gletscher in der Zwischenzeit um ca. 3,5 km zurückgegangen ist.

Der schon von Strachey beschriebene Pindarigletscher (Kumaon), der aus zwei durch eine Mittelmoräne getrennten Hauptzuflüssen von den Firnhängen der Nanda Devi und seiner Nachbarn herabströmt, hat 2,5 km vor seinem jetzigen Ende grasbewachsene alte Moränen. Es läßt sich nicht genau angeben, seit wann er im Rückzug ist.

Der etwa 22 km lange Milam-Gletscher wurde schon 1817 durch Kapt. Hodgson besucht, aber als geschichteter alter Schnee beschrieben. Er setzt sich aus 9 Zuflüssen zusammen und ist dementsprechend an seinem unteren Teile so stark mit Schutt bedeckt, daß das eigentliche Ende des Gletschers nicht zu bestimmen war. Mehrere alte Endmoränen sind vorgelagert. Vor 57 Jahren ist der Gletscher um ca. 680 m länger gewesen; nach indischer Überlieferung ging er vor 1000 Jahren um 1800 m weiter ins Tal.

Der Shankalpa-Gletscher (Kumaon) setzt sich aus zwei Gletschern zusammen; seine Oberfläche ist stark zerklüftet. Nach Angabe der anwohnenden Eingeborenen war der Gletscher vor 25 Jahren um 200 m länger. Seine äußerste Endmoräne liegt ca. 70 m vor dem jetzigen Ende.

Der Poting-Gletscher, einer der südlichsten in Kumaon, steigt vom Nanda-Kot (6800 m) herab und hat in seinen oberen Teilen große Eisbrüche. Vor seinem Ende lagern alte Moränen.

Die Lage der Eisränder gegenüber festen Marken und genauere Angaben über die Richtungen der photographischen Aufnahmen sind im Text enthalten.

H. Hess.

Bibliographie.

Über die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Hefte des laufenden Bandes dieser Zeitschrift S. 76.

Rezente Gletscher.

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Frankreich. *Bull. Soc. Neuchâteloise de G.* 18 (1907): 75—87. **Girardin.**

Le glacier de Bézin en Maurienne. Contribution à l'étude de l'érosion glaciaire.

Par Paul Girardin. *Mit Karte 1:5000 u. Abb.*

[Der nur 0,8 bis 0,9 km lange Kar-Gletscher empfängt außer dem in sein Einzugsgebiet fallenden Schnee auch solchen, der ihm durch Westwinde über den Col Bézin aus dem Einzugsgebiet des Glacier des Fours zugetragen wird. Ende in 2817 m Höhe, umgrenzende Höhen bis 3071 m ansteigend. Die mittlere Höhe des Gletschers (bei stationärem Zustand gleich der Höhe der lokalen Schneegrenze) schätze ich nach der Karte auf etwa 2920 m. Der Gletscher schwindet rapid. Der verlassene Gletscherboden weist einen gerundbuckelten Rücken auf, zu dessen beiden Seiten sich zwei Tälchen finden, in die sich heute noch zwei kleine Zungen des Gletschers hinein erstrecken. Verf. glaubt darin die Beweise für die Wirksamkeit der subglazialen Bäche im Sinne der Brunhesschen Theorie sehen zu können. E. B.]

— **Dolomiten.** *Riv. G. Italiana* 18 (1906): 453—67. **Toniolo.**

Riscontri sui recenti oscillazioni dei ghiacciai dei gruppi Sorapis e Cristallo nelle Alpi Cadorine (Autunno 1905) eseguiti del Dott. Antonio Renato Toniolo. *Mit Karten und Abb.*

Außereuropäische Gebiete.

Tien-Schan. *Z. Ges. f. Erdkunde Berlin* 1907: 429—40. **Rickmers.**

Die Sari-Kandal-Sagunaki-Gruppe im Duab von Turkestan. Von W. R. Rickmers. *Mit Abbildungen und Karte.*

[Behandelt ausführlich auch die in erster Reihe von Lawinen gespeisten Gletscher dieses in der Kette Peters des Großen gelegenen Gebietes, so auch den Sarafschan-Gletscher, der eine Länge von höchstens 20 km besitzt. Die Gletscher zeigen deutliche Spuren des Rückzuges. Eine Kartenskizze in 1:75000 stellt die Gletscher dar. E. B.]

Himalaya. *G. J.* 31 (1908): 12—42. **Workman.**

An Exploration of the Nunkun Mountain Group and its Glaciers. By William Hunter Workman. *Mit Karte u. Abb.*

[Schilderung der neuen, 1906 unternommenen Expedition des Ehepaares Workman in das in Kaschmir zwischen 33° 55' und 34° 6' n. Br. und 76° 2' und 76° 13' ö. L. v. Gr. gelegene Gletschergebiet, bei der die in der Zeitschrift für Gletscherkunde II S. 22 geschilderten Nieves Penitentes beobachtet wurden. Die Expedition

erschloß das hochinteressante Gletschergebiet und die Karte 1:175000 gibt ein ganz neues Bild desselben. Das höchste Nachtlager wurde in 6490 m aufgeschlagen, das höchste seiner Höhe nach zuverlässig bestimmte und nicht nur geschätzte menschliche Nachtlager, das je aufgeschlagen wurde. Charakteristisch war hier wie auch an den wenig tiefern vorhergehenden Nachtquartieren die völlige Schlaflosigkeit. Die größte Höhe, die überhaupt erreicht wurde, war 7100 m. Die Nieves Penitentes werden eingehender geschildert. E. B.]

Quartäre Eiszeit.

Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Schweiz.

Mitt. Nat. Ges. Bern 1907: 28 S.

Nußbaum.

F. Nußbaum: Über die Schotter im Seeland. *Mit 1 Karte.*

[B. Aeberhardt hatte 1903 im Seeland, d. i. im Gebiet der Umgebung des Neuenburger, Murtener und Bieler Sees vier Schotter in verschiedenen Höhen als fluviatile Absätze angesprochen und die hochgelegenen unter ihnen vor die vorletzte Eiszeit, etwa in die Zeit der beiden Deckenschotter gestellt. Schon Referent hat sich z. T. dagegen ausgesprochen (Penck und Brückner, *Alpen im Eiszeitalter* S. 561). Nußbaum zeigt, daß die vier verschiedenaltigen Schotter im Seeland fluvioglazial sind, nicht rein fluviatil, nach dem Erhaltungszustand des Gesteins aber nur den beiden letzten Eiszeiten angehören; sie wurden in verschiedenen Phasen derselben abgesetzt. Der Aaregletscher erreichte jeweilen vor dem Rhonegletscher zu Beginn der Riß- und der Würm-Eiszeit das Molasse-Vorland und Aareschotter wurden von den ihm entquellenden Gletscherwassern bis ins Seeland hinab abgesetzt. Nachträglich sind sie z. T. durch Gletschererosion entfernt worden. Diese furchte im Stromstrich des Rhonegletschers breite, beckenförmige Täler aus (Broytal mit Murtener See, Tal der Ziehl mit Neuenburger und Bieler See), während östlich vom Stromstrich der Untergrund zu Rundbuckeln und Drumlin abgeschliffen wurde. Unmittelbar nach Schwinden des Gletschers existierte in prähistorischer Zeit im Seeland ein einziger großer See, wie ihn A. Favre annahm. E. B.]

— —

Eclogae geol. Helvetiae 9 (1907): 382—3.

Falkner.

Vorläufige Mitteilungen aus dem Gebiet des Rheingletscherarmes St. Gallen-Wil. Von Ch. Falkner.

[Älterer Deckenschotter des Tannenberges sowie Moränen einer mittleren Eiszeit werden kurz geschildert. E. B.]

— —

Eclogae geol. Helvetiae 9 (1907): 390—3.

Meister.

Alte Durach- und Rheinschotter bei Schaffhausen und ihre Grundwasserführung. Von Jakob Meister.

[Es handelt sich um einen der beiden jüngeren Glazialschotter.]

— —

Eclogae geol. Helvetiae 9 (1907): 408—12.

Früh.

Zum Begriff Nagelfluh, speziell löcherige Nagelfluh. Von J. Früh.

[Der den quartären Konglomeraten in der Schweiz gegebene Name „löcherige Nagelfluh“ hat ursprünglich nicht, wie man heute allgemein annimmt, die hohlen Geschiebe, die gelegentlich vorkommen, oder die infolge von Auswitterung kristalliner Schiefergeschiebe entstandenen kleinen Hohlräume im Auge, sondern die Lücken, die infolge der für die quartären Konglomerate so charakteristischen wechselnden Verfestigung durch Ausbrechen der lockeren Partien entstehen. E. B.]

— — *Schriften des Vereins f. Geschichte des Bodensees* 26 (1907): 3—10. **Blumrich.**
Das ehemalige Gletscherfeld in Rieden bei Bregenz und seine Umgebung. Vortrag,
gehalten von Jos. Blumrich in Bregenz.

[Es handelt sich um einen ausgedehnten Gletscherschliff, der beim Eisenbahnbau
bloßgelegt, jetzt aber ganz vernichtet ist. E. B.]

Rheingebiet. *Jb. kgl. preuß. Geol. Landesanstalt* 28 (1907): 462—506. **Wahnschaffe.**
Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen
Rheingebiet im April 1907. Von F. Wahnschaffe.

[Die Begehungen erstreckten sich auf das Vereinigungsgebiet von Aare, Reuß, Lim-
mat und Rhein (unter Führung von F. Mühlberg), die Umgebung von Aarau (Mühl-
berg), die nähere Umgebung von Basel (Gutzwiller), das Oberelsaß südwestlich von
Basel (Gutzwiller), das Thurtal in den Südvogesen (Schumacher), die Umgebung
von Straßburg (Schumacher), das Hügelland bei Bruchsal in Baden (Thürach),
Umgebung von Groß-Umstadt und Aschaffenburg (Schottler und Klemm), den
Rheingau bei Wiesbaden (Leppla), Rheinhessen zwischen Mainz und Ingelheim
(Steuer), das Rheintal zwischen Bingen und Koblenz und das Moseltal bei Cochem
(Leppla und Kaiser), das Rheintal zwischen Remagen und Rolandswerth (Kaiser),
endlich das Vorgebirge zwischen Bonn und Köln (Kaiser und Fliegel). Auf die
Einzelheiten des sehr eingehenden Berichtes können wir hier nicht eintreten. E. B.]

Österreich. *Jb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien* 57 (1907): 445—454. **Toula.**
Rhinoceros Mercki Jäger in Österreich. Von Franz Toula.

Ungarn. *B. Soc. Hongroise de Géogr.* 35 (1907): 6—9. **Szilády.**
Die Cirkus-Täler des Nagy-Pietrosz. Von Dr. Zoltan Szilády. (Ungarisch mit
deutschem Resumé.)

Rumänien. *Ann. de l'Université de Jassy* 4 (1906): 19. **Sevastos.**
R. Sevastos: Une nouvelle théorie sur la formation des terrasses fluviales.

[Es handelt sich um die quartären Schotterterrassen der Täler und des Vorlandes
der Transsylvanischen Alpen. Die Akkumulation soll eine doppelte Ursache gehabt
haben, erstens im Oberlauf der Flüsse Überladung mit Geschieben infolge der quartären
Gletscher, zweitens im Unterlauf Stauung infolge einer positiven Strandverschiebung,
die ihrerseits eine Folge des Einsinkens des Landes unter dem Druck der mächtigen
Eismassen der Vergletscherung gewesen sei. E. B.]

Portugal. *Geol. Mag.* 3 (1906): 104—9. **Hull.**
The Physical History of the Great Pleistocene Lake of Portugal. By E. Hull.

[Bringt eine revidierte Klassifikation der quartären und tertiären Schichten in
der Umgebung des Tejo bei Lissabon. E. B.]

Niederlande. *Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal.* 1906: 425—9. **van Calker.**
Fazettengeschiebe und Kantengeschiebe im niederländischen Diluvium und ihre
Beziehungen zueinander. Von F. J. P. van Calker.

[Es werden Geschiebe beschrieben, die außer der für Sandschliffe charakteristischen
grubig-narbigen, ölig glänzenden Oberflächenbeschaffenheit deutlich Flächen und
Schrammen nach Art der Fazettengeschiebe aufweisen, also glaziale Züge. Verf.
wendet sich daher gegen die Behauptung, daß Fazettengeschiebe und Dreikantengrund
verschiedene Typen seien. E. B.]

Norddeutschland: Westen. *Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* **Geinitz.**
Beilageband 21 (1905): 196—212.

Das Quartär von Sylt. Von F. E. Geinitz in Rostock. *Mit Taf. VI—IX.*

- — *Centralbl. f. Min., Geol. und Pal.* 1906: 631—39. **Geinitz.**
 Bemerkungen zu der Auffassung des Quartärs von Sylt. Von E. Geinitz.
 [Verf. wendet sich gegen die Gliederung des Quartärs von Sylt, die Stolley durchgeführt hat, der Ablagerungen dreier Eiszeiten und zweier Interglazialzeiten festgestellt hatte, und sucht alle Ablagerungen unter dem Gesichtspunkt der Einheitlichkeit der Eiszeit zu erklären. Sandschliffzone und Tuul seien präglazial, Moränenaufschlüsse einheitlich. Moränen greifen zum Teil durch Stauchungen in den Untergrund ein. Die sogen. Austernbank am Panderkliff wird als künstliche Ablagerung erklärt. E. B.]
- — *Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* **Stolley.**
Beilageband 22 (1906): 139—82.
 Quartär und Tertiär auf Sylt. Von E. Stolley. Mit Taf. IV—V.
 [Verf. widerlegt die Einwürfe, die Geinitz gegen seine Gliederung des Quartärs von Sylt gemacht, und hält an der Mehrzahl der Vergletscherungen fest. Die Austernbank am Panderriff ist nicht künstlich, wie Geinitz meint. E. B.]
- — *Jb. h. preuß. geol. Landesanstalt* 27 (1906): 301—40. **Schucht.**
 F. Schucht: Geologische Beobachtungen im Hümmling. Mit *geol. Übersichtskarte 1:250000*.
 [Der Hümmling, eine aus mehreren Höhenrücken bestehende flache Erhebung östlich der unteren Ems, besteht aus Glazial. Nur eine Grundmoräne ist vorhanden. Bohrungen bei Altenberge und Worlde zeigten, daß vor Eintritt der Vergletscherung hier Moore existierten, die auf dem fluviatilen Präglazial (älter als Quartär, aber jünger als Miocän) lagen. Die Höhenzüge sind keine Gerölläsar, wie J. Martin meint. E. B.]
- — *Jahrb. h. preuss. Geol. Landesanstalt* 25 (Berlin 1906): 612—21. —
 F. Schucht: Zur Kenntnis des Diluviums und Alluviums an der Ems und Nahe. [Bericht über die Aufnahme der Blätter Meppen und Haren.]
- — *Z. deutsch. Geol. Ges. Mon.-Ber.* (1905): 216—220. —
 Über die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever. Eine Antwort an Herrn J. Martin. Von F. Schucht.
- — *Jb. Ver. f. Nat. Braunschweig* 15 (1905—7): 45—50. **Wollemann.**
 A. Wollemann: Fossile Knochen und Gastropodengehäuse aus dem diluvialen Kalktuff und Lehm von Osterode am Fallstein.
- **Mitte.** *Jb. h. preuß. Geol. Landesanstalt* 26 (1905) **v. Listow.**
Berlin 1906: 489—94.
 O. von Listow: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. Mit einer Tafel.
 [Verf. verfolgte von einem nördlich von Magdeburg und westlich der Elbe gelegenen Gebiet, dessen Moränen nach der herrschenden Ansicht sicher der letzten Vereisung angehören, eine mindestens 75 km lange Endmoräne bis in die Gegend südlich von Dessau. Auch diese Endmoräne muß daher als ein Produkt der letzten Vereisung betrachtet werden, die sonach entgegen den sonst üblichen Ansichten die Elbe weit nach Süden zu überschritten hat. E. B.]
- — *Jb. h. preuß. Geol. Landesanstalt* 26 (1905): 980—8. **Picard.**
 Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. Von Edmund Picard.
 [Der betreffende Saaleschotter wird nach Fossilfunden in die Präglazialzeit gestellt, und zwar in eine Epoche, die etwas kühler war als die Gegenwart. E. B.]

- — *Z. d. Deutsch. Geol. Ges.* 58 (1906) *Monatsber.*: 111—114. **Leppla.**
 Zur Frage des glazialen Stausees im Neissetal. Von A. Leppla.
 [Widerlegt die Annahme eines Stausees, die Friedrich aufgestellt (siehe diese Zeitschrift Bd. I, S. 318). E. B.]
- **Osten.** *Jb. h. preuß. Geol. Landesanstalt* 25 (1904): 748—54. **Hess v. Wichdorff.**
 Eine typische Drumlinlandschaft im Kreise Naugard in Pommern. Von Hans Hess von Wichdorff.
- — *Z. d. Deutsch. Geol. Ges.* 58 (1906) *Mon.-Ber.*: 3—19. **Deecke.**
 W. Deecke: Betrachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern.
- Rußland.** **Doss.**
 B. Doss: Gutachten über das Projekt einer Grundwasserversorgung der Stadt Dorpat. Als Manuskript gedruckt. Riga 1906, 39 S. Mit. 1 Tafel.
 [Behandelt u. a. ausführlich die quartären Ablagerungen bei Dorpat. Nördlich von Dorpat findet sich auf einer Fläche von 30×13 km eine typische Drumlinlandschaft, an die sich eine flachwellige, stark zerschnittene Grundmoränenlandschaft anschließt. Die Drums sind 0.5 bis 1.5 km lang und bis 2.5 km breit und von NW nach SE gestreckt; zwischen ihnen liegen Seen. Der Kern der Drums besteht aus fluvialem geschichtetem Material, über das sich eine Decke von oberem Geschiebemergel legt. Östlich von Dorpat verläuft ein sehr tiefes präglaziales Hauptstromtal, das gänzlich mit Glazialablagerungen ausgefüllt ist und sich daher oberflächlich gar nicht geltend macht. Es ist mehr als 90 m tief in den devonischen Sandstein eingeschnitten. E. B.]
- Finland.** *B. Comm. géol. de Finlande* 20 (1907): 23 S. **Tanner.**
 Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland. Von V. Tanner.
 Mit einer Karte und 2 Tafeln.
 [Es handelt sich um Seen, die treppenförmig übereinanderliegen und durch kurze schnellenreiche Flüsse verbunden sind. Das glaziale Alter und die glazialen Beziehungen der Seen werden dargelegt. E. B.]
- Schweden.** *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 28 (1906): 408—14. **Westergård.**
 A. H. Westergård: „Platålera“ en supramarin hvarfvig lera från Skåne (Plateauton, ein supramariner Ton Schonen).
 [Beschreibt Tone, die im Bereich der Endmoränenzone von Schonen zwischen Moränenhügeln, z. T. wohl in Eisstauseen auf den Höhen zum Absatz kamen und so kleine Vertiefungen ausfüllten. E. B.]
- *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 28 (1906): 481—91. **Bobeck.**
 O. Bobeck: Om ishofs- och issjöbildningar i Skåne. (Eismeer- und Eisseebildungen in Schonen).
 [Vorläufige Mitteilung über die Untersuchungen des Verf. betreffs der höchsten marinen Grenze in Schonen. Oberhalb dieser Grenze finden sich noch Uferbildungen glazialer Stauseen. Am Ringsjö (Ringsee) z. B. findet sich der Uferwall eines glazialen Stausees in 87 m Meereshöhe, während die marine Grenze in der Nachbarschaft in 47 m angetroffen wird. E. B.]
- *Geol. Föreningens Föreläsningar* 28 (1906): 141—68. **Gavelin.**
 A. Gavelin: Några jakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NW om Kvikkjokk. Mit Karte.
 [Verf. zeigt, daß sich das Inlandeis in der Gegend von Kvikkjokk gegen Ende der Eiszeit in Teile zerlegte. Eine Klimaänderung brachte einen neuen Vorstoß nach

Süden. Beim letzten Schmelzen des Eises entstanden Seen, z. T. als Eiseeen, die nach Osten über die Wasserscheide hinweg sich entwässerten. E. B.]

— *Geol. Föreningens Förhandlingar* 28 (1906) 201—308. **v. Post.**

L. von Post: Norrländska Torfmossesstudier I. Drag ur myrarnas utvecklingshistoria inom „lidernas region“. *Mit Karten und Profilen.*

[Die Torflager von Norrland bestätigen die Anschauung von H. Hedström und Gunnar Andersson, daß eine Epoche in der Postglazialzeit existierte, die wärmer war als die Gegenwart.]

Norwegen. *Bergens Museums Aarbog* 1907. No. 9: 1—31. **Rekstad.**

Jagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. J. Rekstad. *Mit 15 Abbildungen und einer Tafel.*

[Verfasser hat seine Beobachtungen an den Terrassen und Strandlinien des westlichen Norwegens auf Vorkommnisse in Søndre Bergenhus Amt, Sogn, Statland, Sønd- und Nordmør ausgedehnt (vgl. Ref. diese Zeitschr. I. 158). Flora und Fauna der obersten Terrassen ist noch rein arktisch; sie verknüpfen sich mit den im Hintergrund der Fjorde gelegenen Endmoränen und stammen aus der Zeit, als das Innere des Landes noch eisbedeckt, die Küste schon eisfrei war. Die Rundhöckeroberfläche der Terrassen ist eine Wirkung der Eisberge und des Eisfußes. Die Neuebeobachtungen ergeben nur unbedeutende Modifikationen der 1905 publizierte Isobasenkarte (Ebenda 1905, No. 2); die 50 m-Linie ist bei Bømmelen ein wenig einwärts, die 50 und 75 m-Linien bei Kristiansund etwas nach außen zu rücken. Das jüngste Niveau ist das Tapes-Niveau; von den beiden älteren Terrassen umfaßt die obere 10—20%, die untere 30—40% der ganzen Hebung. Als gemeinsame Basis für alle Höhenbestimmungen von Terrassen und Strandlinien empfiehlt Verf. die oberste Grenze des Vorkommens von *Fucus vesiculosus*. F. M.]

— *Christ. Vidensk. Selsk. Forhandl.* 1907, No. 1: 15 S. **Øyen.**

Undersøgelse af Terrassegrus i Asker. [Untersuchungen über Terrassenschotter bei Asker (südwestl. v. Christiania).] P. A. Øyen.

[Die petrographische Sortierung ergab, daß das Material der Terasse aus der Umlagerung älterer Moränen hervorgegangen ist und daß kein nennenswerter mariner Transport stattgefunden hat. F. M.]

— *Arch. for Math. og Naturvid.* 28 No. 4 (1907): 41 S. **Øyen.**

P. A. Øyen: Glacialgeologiske Studier langs Stranden af Kristianiafjordens indre Del.

[Die Schrammen auf anstehendem Gestein im Christiania- und Asker-Tal lassen zwei Systeme erkennen, ein älteres nordsüdliches aus einer Zeit, als sich der Gletscher infolge seiner großen Mächtigkeit ohne Rücksicht auf die Formen des Untergrundes bewegte, und ein jüngeres, nach dem Talschluß konvergierendes, als der Gletscher durch das Relief beeinflußt war und sich bereits in mehrere Lappen aufgelöst hatte. — In der Folge beschreibt der Verf. die Konchylienfauna zahlreicher Aufschlüsse im innern Teil des Fjordes, die Ästuar- und Litoralbildungen einer Zeit angehören, als die Strandlinie sich zwischen + 11 und + 20 m über der heutigen bewegte. Machaček.]

Schluß der Redaktion am 12. April 1908.

Alte Talböden im Rhonegebiet.

Mit einer Karte Taf. 1, 2 Tabellen und 36 Figuren im Text.

Von **Hans Heß** in Ansbach.

In einem Aufsatz: „Der Taltrog“¹⁾ und in meinem Buche „Die Gletscher“ habe ich dargelegt, daß sich aus den Profilen, die entlang der quer zur Talrichtung verlaufenden Felsrippen geführt werden, für jedes ehemals vergletscherte Alpental drei Paare Gefällsknicke feststellen lassen, die, dem Tale nach verfolgt, ebenso vielen „Trog-rändern“ entsprechen, so daß jedes dieser Täler vier ineinander geschaltete Tröge darstellt. Diese vier Tröge brachte ich mit den von A. Penck und Ed. Brückner konstatierten vier Vergletscherungen in unmittelbaren Zusammenhang und ich führte die Rekonstruktion der entsprechenden Vergletscherungen für das Ötztal und für das Gebiet des ehemaligen Ogliogletschers durch. Sowohl das von mir angewandte Verfahren, als die erhaltenen Ergebnisse wurden von der Kritik mehrfach beanstandet und besonders die besten Kenner der alpinen Vergletscherung, die Herren Penck und Brückner, haben sich nicht entschließen können, meine Ausführungen anzuerkennen. An zwei Stellen ihres großen Werkes: „Die Alpen im Eiszeitalter“ werden meine Arbeiten besprochen.

S. 617 schreibt E. Brückner: „. . . Ich glaube nicht, daß man gerade die Profillinie von Bergrippen, die von der Seite ins Tal ragen, zur Verfolgung alter Talbodenflächen heranziehen darf, wie das Heß ausschließlich in seinen Talprofilen tut. War an ihnen zwar die Wirkung des fließenden Wassers ausgeschlossen, so unterlagen sie doch der Eiswirkung in um so höherem Maße. Bei verschiedenem Eisstand konnten in derselben Eiszeit in ganz verschiedenen Höhen Schliffkehlen eingekerbt werden, die sich wegen der annähernd horizontalen Oberfläche des Eises an beiden Talseiten entsprechen. Heß’

¹⁾ *Petermanns Mitteilungen*, 1903.

höchster und ältester Taltrog, der einzige, der eine weit ausgedehnte Terrasse hinterlassen hat, ist mit unserer älteren Taloberfläche identisch, deren Herausbildung wir einer lang fortgesetzten Wirkung des fließenden Wassers zuschrieben. Heß möchte seine Entstehung auf Glazialerosion in der Günz-Eiszeit zurückführen. Doch spricht das ausgeglichene Gefälle gegen die glaziale Bildung. Die präglaziale Landoberfläche möchte Heß hoch über der höchsten heute sichtbaren Schliffgrenze suchen. Ich kann ihm hierin nicht folgen, da sich die Terrassen seines ältesten Taltroges, unseres älteren Talsystems, am Ausgange der Täler aus den Alpen in die alte Rumpffläche fortsetzen, welche letztere bis an die Sohle des älteren Deckenschotter zu verfolgen ist. Diese Terrassen sind also sicher nicht jünger, sondern älter als der ältere Deckenschotter.“

S. 873 schreibt A. Penck nach ausführlicher Behandlung der Literatur und eingehender Schilderung seiner eigenen Beobachtungen über den alten Ogliogletscher in einer Besprechung meiner Rekonstruktion des Ogliogletschers folgendes: „. . . Heß gibt während der Würmeiszeit die Gletscheroberfläche in der Weitung von Sale-Marasino-Sulzano in 400 m Höhe an, während wir sie nach den ununterbrochenen in die Endmoränen verlaufenden Ufermoränen 200—300 m höher festlegen müssen. Während ferner nach den Darlegungen von Heß die Oberfläche der Würmvergletscherung in der Gegend von Lovere mit 600 m Höhe den Boden des Troges der Riß-Eiszeit darstellt, finden wir hier 300 m tiefer die interglazialen Schichten von Pianico, wie denn auch die Höttinger Breccie sich bis tief unter den Rand des Heßschen Würm-Eiszeittroges erstreckt . . . Die dargelegten Punkte genügen, um zu zeigen, daß die Rekonstruktion eines eiszeitlichen Gletschers nach dem Heßschen Verfahren unmöglich ist. Seine Beweisführung oder seine Voraussetzungen müssen Lücken haben. Meines Erachtens ist beides der Fall. Eine solch enge Beziehung zwischen Trog und Vergletscherung, wie sie Heß annimmt, ist nicht vorhanden. Wir wissen von zahlreichen Stellen, insbesondere am Alpenrande, wo über die Zusammengehörigkeit der erratischen Grenzen und Jung-Endmoränen kein Zweifel herrscht, daß die Würm-Vergletscherung hoch über den Taltrog hinausreichte, den Heß ihr zuzuschreiben geneigt ist. Ferner lehrt uns das Eingreifen des marinen Pliocäns in die südlichen Alpentäler, wie wir es in Valsesia kennen gelernt haben, daß die Alpen bei Beginn der Eiszeit kein solcher Rumpf gewesen sind, wie es Heß annimmt, sondern daß sie bis zu erheblicher Tiefe zertalt waren. Welche Bedeutung den Gehänge-

knicken zukommt, die Heß seiner Hypothese zugrunde legt, vermag ich nicht zu entscheiden, da er sie nicht näher beschreibt, sondern lediglich nach Isohypsenkarten konstruiert. In der Natur sind sie mir im Ogliogebiete ebensowenig aufgefallen, wie in den Verzweigungen des Ötztales, wo sie Heß zuerst wahrnahm.“

Diese Beurteilung meiner Arbeiten und die von Herrn H. Crammer in dieser Zeitschrift (S. 148) gegen meine Hypothese gemachten Einwände haben mich veranlaßt, der ganzen Sache noch einmal gründlich nachzugehen und eine Untersuchung zu Ende zu führen, die ich vor 4 Jahren begann, deren Fortsetzung aber bisher immer wieder hinausgedrängt wurde. Hatte ich doch bei meinen Wanderungen im Ötztal und Pinzgau im Laufe der letzten Jahre immer wieder die Bestätigung für die Richtigkeit meiner Behauptung, daß die Gehängeknicke oberhalb des von Penck als Trogrand bezeichneten Knickes vorhanden sind, in der Natur erhalten zu haben geglaubt. Leider führten mich meine Reisen bisher nicht ins Ogliogebiet; aber ich zweifle nicht, daß das, was eine Reihe unbeeinflusster Beobachter als Kartographen niedergelegt haben, auch dort in Wirklichkeit vorhanden ist.

Meine folgenden Ausführungen stützen sich wiederum in erster Linie auf Isohypsenkarten; sie werden aber in wichtigen Punkten gestützt durch die Angaben von E. Brückner, welche dieser zum großen Teil auf Beobachtungen in der Natur gründen konnte. Ich selbst hatte bis jetzt nicht die Gelegenheit im Rhonegebiet eigene Beobachtungen anzustellen. Doch bin ich überzeugt, daß trotz dieses Mangels das Ergebnis meiner Studie nicht als eine reine Stubengelehrtenarbeit betrachtet werden kann, da es sich im wesentlichen nur darum handelt, an Hand eines möglichst guten Kartenmaterials exakt über ein großes Gebiet eine Erscheinung zu verfolgen, die ich, wie bereits bemerkt, in anderen Gebieten der Alpen „beobachtet“ habe und auf welche seit Rüttimeyer von mehreren Forschern aufmerksam gemacht wurde.

Das Material für meine Untersuchung lieferten die verschiedenen Blätter des schweizerischen Siegfried-Atlas, welche für das Wallis in 1:50 000 und für das Gebiet in der Nähe des Genfer Sees in 1:25 000 vorliegen. Letztere Blätter enthalten Höhenlinien von 10 zu 10 m, erstere solche von 30 zu 30 m. Alle Profile, die ich nach dem früher von mir angewandten Verfahren längs der durch die erodierende Wirkung des Wassers nicht angegriffenen Rippen legte, welche von der Seite gegen das Tal vordringen, wurden im Maßstab 1:50 000 für beide Aus-

dehnungen gezeichnet. Sie sind, auf photographischem Wege reproduziert, dieser Abhandlung im verkleinerten Maßstab auf S. 345—355 beigegeben. Ihre Anordnung ist aus der Orientierungskarte Taf. I ersichtlich. Da es sich um die Ermittlung von Talbodenresten handelte, also um Flächen, so konnte davon abgesehen werden, diese Profile etwa in einer Vertikalebene zu führen. Es wurde nur darauf geachtet, daß jedes Profil längs einer Kammlinie, also ziemlich senkrecht zu den Isohypsen verläuft. In manchen Fällen zeigen die Profile, wie man aus der Karte erkennt, starke Richtungsänderungen. Tritt eine solche gerade in der Höhe ein, welche einem der nachzuweisenden Gefällsknicke entspricht, so können Zweifel darüber entstehen, ob der erhaltene Knick der Richtungsänderung der Schnittfläche oder den tatsächlich in der Natur vorhandenen Gefällsänderungen zuzuschreiben ist. Die Kontrolle ergibt, daß auch bei ungeänderter Richtung der Schnittfläche der Knick vorhanden ist, nur manchmal schwächer, vielfach aber stärker ausgeprägt auftritt. Ich glaube nicht, daß sich ein ernstlicher Einwand gegen die Art der Schnittführung für den vorliegenden Zweck machen läßt.

Was die Profile lehren, ist in den Tabellen S. 356—361 in gedrängter Form gegeben. Es zeigt sich, daß man im Rhonetal und in den großen Seitentälern 4 Paar Gefällsknicke, die sich auf beiden Talseiten entsprechen, der ganzen Länge der Täler nach verfolgen kann. Sie sind in den Zeichnungen mit S, G, M, R, in den Tabellen als Schliffgrenze, Güntzroggrand, Mindeltroggrand und Rißtrogrand bezeichnet, entsprechend der von mir vertretenen Ansicht, daß sich in jedem dieser Täler eine Anzahl ineinander geschalteter Trogformen nachweisen läßt.

In den Tabellen sind außerdem noch Terrassen und Hochflächen genannt, welche entweder den betr. Trogrändern angehören oder innerhalb der durch sie begrenzten höher gelegenen Tröge in den Profilen oder in deren Nachbarschaft sich finden. Man bemerkt, daß für den als Güntztrog bezeichneten Talbodenrest außer den recht charakteristisch auftretenden Gefällsknicke eine ganz erkleckliche Anzahl von größeren Hochflächen, Gratstücken usw. aufgeführt sind. Die Knicke bei G treten durchweg mit der gleichen Regelmäßigkeit auf, wie die bei M und damit auch regelmäßiger als die bei R. Die Terrassen in der Nachbarschaft der G-Knicke sind allerdings weniger ausgedehnt, als die der M-Knicke. Das ist natürlich; da sie um mehrere hundert Meter höher liegen, z. T. schon in die Gratgebiete eingreifen, kann hier nur ein geringerer Teil der Talflanken in Form

von Terrassen erhalten sein, als weiter unten. In der nach der kleinen Dufourkarte, der sogenannten Generalkarte der Schweiz in 1:250 000 hergestellten Übersichtskarte erkennt man übrigens an sehr vielen Stellen, an denen die G-Knicke der Profile liegen, daß an diesen Punkten auch durch die Schraffur schon auf die Neigungsänderung hingewiesen wird.

Verlauf der einzelnen Talböden.

1. **Schliffgrenze.** Ich hatte, als ich meine ersten Arbeiten über den Taltrog usw. ausführte, neben einer Reihe von Profilen des Nikolai- und Turtmanntales auch einige Profile gezeichnet, welche längs der hohen Grate der südlichen Seitentäler durchs Rhonetal und wieder hinauf zum Grat des Berner Oberlandes geführt waren. Drei derselben sind, wie sie vor 4 Jahren gezeichnet waren, S. 345 abgebildet. Ich hielt damals die Profile von Raron und Rechy für die charakteristischen; später, als das Material auf das obere Gebiet des Rhonetales ausgedehnt wurde und ich nach den Angaben von Brückner (Alpen im Eiszeitalter S. 604) die obere Grenze der Gletscher einzeichnete, bemerkte ich jedoch, daß das Profil Birgisch (No. 17) das bezeichnendste ist. Hier tritt, wie fast in allen höher gelegenen Profilen, mit großer Deutlichkeit zutage, daß von der Schliffgrenzhöhe abwärts das Rhonetal beginnt. Mit einer auffallend großen Böschungsänderung setzt gerade an der Schliffgrenze die Talwandung ein. Das halte ich für eine besondere Eigentümlichkeit, die nicht nur für das Rhonegebiet, sondern auch für die übrigen Teile der Alpen gilt. Sie tritt so regelmäßig ein, daß ich in meiner ersten Untersuchung über den Taltrog als den obersten der vier ineinanderliegenden Tröge den bezeichnete, welcher „die Schliffgrenzzone als Sohle hat“. Der Gefällsknick, den ein altes Gletschertal in der Höhe der Schliffgrenze aufweist, wurde auch schon von E. Richter gekennzeichnet.

Dementsprechend habe ich die Schliffgrenze in den Profilen, welche z. T. auf den Graten der großen Seitentäler verlaufen, dort angesetzt, wo der Übergang vom Grat zum Tal stattfindet. In der Mehrzahl der Fälle stimmt dies auch mit der Grenze überein, welche in der Karte zwischen gerundeten und verwitterten Gratformen zu erkennen ist. Letztere liegen über der Schliffgrenze. Für den inneren Teil des Rhonegebiets treffen meine Angaben ziemlich gut mit denen von Favre zusammen, die in der Tab. I mit eingefügt sind. Doch

habe ich meistens etwas größere Höhen. Ich glaube, daß dies in der Mehrzahl der Fälle berechtigt ist, da nur eine verhältnismäßig spärliche Zahl wirklich zuverlässiger Beobachtungen über die obere Gletschergrenze vorliegt und erst in neuerer Zeit auch die „Rundlinge“, abgerundete Grate, welche ehemals vom Eise überflutet wurden und nun zum Teil mit stark verwittertem Schutt bedeckt sind, mit zur Bestimmung dieser Höhengrenze herangezogen werden. Insbesondere glaube ich, daß man in den Kalkgebieten am Ausgange des Rhone-tales, wo sich die größten Differenzen zwischen A. Favre's und meinen Angaben zeigen, die obere Gletschergrenze höher ansetzen darf, als es auf Grund der Beobachtungen geschehen muß; denn diese beziehen sich fast durchweg auf Erratikum, da Schiffe in den höheren Gebieten wegen der Abwitterung sehr schwer oder gar nicht mehr aufzufinden sind.

Auch für einige Seitentäler finden wir Angaben der Höhe der oberen Gletschergrenze bei Brückner (a. a. O. S. 605). Aus ihnen geht ein starkes Ansteigen dieser Höhengrenze gegen die Ursprungsgebiete der Gletscher hervor. Ganz denselben Verlauf erhalte ich, wenn ich die im Haupttal angewandte Methode zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze auch für die Nebentäler verwende. Nur komme ich auch hier um ca. 100 m höher, als die entsprechenden Zahlen Brückners aussagen. Am Gornergrat rückt die Grenze nach meinen Annahmen bis fast zum Gipfel; nach Abbildungen erscheint dieser auch als Rundling und wenn auch nicht an der höchsten Stelle des Grates selbst, so sind doch kurz unterhalb bei etwa 3100 m noch Rundbuckel zu bemerken. Talauswärts zeigen sich besonders auf der linken Seite Gratstücke, die vom Hauptgrat gegen die Talmitte heraustraten und auf einmal jäh abbrechen. (Die Schweizer Vertreter der Tiroler „Karlinge“). Z. B.

Grat Mettelhorn—Geschunghorn	Abfall bei 2972 m
„ Weißhorn—Schwarzhörnli	„ „ 2969 „
„ Brunegghorn—Guggiberg	„ „ 2850 „
„ Barrhorn—Distelhorn—Sattel . . .	„ „ 2902 „
„ Wasenhorn—Festihorn—Sparrhorn .	„ „ 2902 „
Steintalgrat	„ „ 2760 „
Augstbordgrat	„ „ 2600 „

Ähnliches findet sich in den übrigen Seitentälern. Betrachtet man die über den entsprechenden Gefällsknicken gelegenen Gratstücke als Reste einer Abtragungsfläche, so erhält man eine Denundations-

fläche, welche von den Quellgebieten der Gletscher anfangs stark, später schwächer gegen das Haupttal abfällt, sich hier mit der durch die Schliffgrenze bezeichneten Denudationsfläche vereinigt und nun mit einem Gefälle weiter sinkt, das bis in die Gegend von Martigny ziemlich klein ist, um gegen das Ende des Beobachtungsgebietes ein wenig zuzunehmen. Der Anstieg in die Seitentäler ist ein ziemlich rascher. Daher kommt es auch, daß in den längs der Grate der großen Seitentäler verlaufenden Profilen (z. B. Raron und Rechy) die Schliffgrenze der linken Talseite relativ hoch liegt. Darauf ist es auch zurückzuführen, daß sich für die Schliffgrenze im Rhonetal und in den Seitentälern kein ausgeglichenes Gefälle herausstellt (vgl. Tab. II); die verschiedenen Profile dehnen sich ganz verschieden weit von der Talachse nach beiden Talseiten aus. Es kommt hinzu, daß besonders an den schmalen Quergraten der Seitentäler durch Abwitterung die Gefällsknicke jetzt etwas höher liegen mögen, als sie zur Zeit ihrer Ausbildung es waren.

2. Günztrogrand. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse für den zweiten Gefällsknick (von oben), den man mit ziemlich großer Sicherheit in allen Profilen des Haupttales und in den Nebentälern verfolgen kann. Die einander auf beiden Talseiten zugeordneten Knicke haben manchmal bedeutende Höhenunterschiede, und da die Profildbreite wechselt, so treten sie an den Hängen, die den Mündungen der großen Seitentäler angehören, ziemlich weit zurück. Deshalb ist auch für diese Ränder, für den linken sowohl, wie für den rechten, das Gefälle ein ganz ungleichmäßiges.

Hier erlauben jedoch die auf beiden Talseiten vorhandenen Reste des alten Talbodens zwischen S. und G., die mit einem Gefälle gegen die Talachse verlaufen, eine schwach gekrümmte Linie quer durch jedes Profil zu ziehen, welche annähernd dem ehemaligen Talboden entsprechen kann. Dadurch erhält man Punkte in der Talachse und man kann das Gefälle an dieser Stelle talaus verfolgen. Auf diese Weise sind die unter „Mitte“ in Tab. II eingetragenen Zahlen erhalten, denen natürlich nur sehr geringe Sicherheit beigelegt werden kann. Durch eine sorgfältige Ausgleichung in den Zeichnungen würde man vielleicht auf Zahlen kommen, welche ein „ausgeglichenes“ Gefälle ergeben; ihnen würde jedoch auch keine größere Sicherheit zukommen, als den von mir gewonnenen. Diese zeigen in der Hauptsache, daß in den oberen Partien des Rhonetales das Gefälle des Günztalbodens groß war (11—18‰), daß dieses von Raron an bis

Martigny auf 3—8‰ abgenommen hat. Von hier an trat wieder eine Zunahme des Gefälles ein. In den Seitentälern sind die Gefälle dieser Günstrogränder durchweg größer, als im Haupttal; doch ist ihr Anschluß an die entsprechenden Ränder des Rhonetales ein ziemlich glatter. Auch für diese Nebentäler kann man die Trogränder durch eine ideale Talsohle verbinden und nun ihre Gefälle talauswärts verfolgen. Dabei ist von besonderem Interesse die Höhe annähernd zu ermitteln, in welcher dieser ehemalige Talboden des Nebentales an den entsprechenden des Haupttales anschloß. Ich finde für das

	Anschlußhöhe	Talbodenhöhe in der Achse des Rhonetales
Visptal	1860 m	1800 m
Lötschental	1750 „	1700 „
Turtmantal	1980 „	1700 „
Val d'Anniviers	1800 „	1650 „
Val d'Hérens	1650 „	1500 „
Drancetal	1600 „	1300 „

Man könnte daraus schließen, daß damals, als diese Talböden die Alpenoberfläche bildeten, schon eine Übertiefung des Haupttales gegen die Seitentäler vorhanden war, wenn nicht die Interpolation der Talböden selbst ziemlich unsicher wäre.

3. **Mindeltrogrand.** Auch für die beiderseitigen Ränder dieses alten Talbodens ergeben sich ziemlich bedeutende Höhendifferenzen, die denen der höher gelegenen Ränder im allgemeinen gleichwertig sind, obwohl die Talbreite hier schon eine wesentlich geringere ist. Diese Ränder treten fast in allen Profilen auf; doch finden sich auch hier einige Stellen, an denen jede Andeutung eines Gefällsknickes im Profil fehlt, wie beim Günstrogrand. Das nach den beiderseitigen Rändern im Haupttal ermittelte Gefälle ist 10—11% in der Gegend von Gletsch bis Mühlbach; von hier bis Brieg ist eine starke Zunahme auf 24% vorhanden, von Brieg an abwärts nimmt das Gefälle zwar nicht regelmäßig, aber doch bedeutend ab. Entsprechend der geringeren Entfernung der Trogränder können die den alten Talboden rekonstruierenden Linien hier mit etwas größerer Sicherheit gezeichnet werden, als für den Günstrog; das mit ihrer Hilfe ermittelte Gefälle für die Mitte des Talbodens ist im wesentlichen das gleiche, wie das für die Trogränder; es zeigt denselben Verlauf und fast dieselben Unregelmäßigkeiten. Dieser Mindeltrog ist der nämliche, den Brückner (a. a. O. S. 608/9) dem von ihm festgestellten „älteren Talboden“ zu-

weist, den er als präglazial (S. 609) anspricht. Auf Seite 615 gibt Brückner für das Gefälle des Trogbodens folgende Zahlen. Es betrug in einer Entfernung vom Talanfang

von 10 km	20 km	30 km	80 km	130 km
43 ‰	27 ‰	12 ‰	5 ‰	3,5 ‰

Nach meinen Ermittlungen ist das Gefälle (vgl. Tab. II) viel weniger regelmäßig. Es liegt das eben daran, daß wir den Verlauf des Talbodens in keinem Profil mit Gewißheit angeben können. Dabei, glaube ich, ist meine Bestimmungsmethode noch die zuverlässigere; denn ich erhalte für bestimmte Punkte des Tales doch bestimmte Höhenwerte für den Trogrand, während Brückner sich auf ausgedehntere Terrassen stützt, die in ihrer Höhenentwicklung ungleich gestaltet sind und auch bei ziemlicher Nachbarschaft manchmal ganz beträchtliche Höhendifferenzen zeigen. Daß solche auch in den Rändern meiner Profile auftreten, zeigt die Tabelle.

Dieser Mindeltrog geht übrigens, genau wie Brückner es schon mitteilt, in der Gegend des Genfer Sees in die obere der beiden Abtragungsflächen über, welche von ihm für dieses Gebiet festgestellt worden sind. Im oberen Rhonetal, in der Umgebung von Brieg, Mörel usw. finde ich dagegen einige Differenzen gegen Brückners Angaben (S. 610), die hauptsächlich darauf hinausgehen, daß ich die von ihm, Penck und Richter beobachtete (von letzterem beschriebene) alte Landoberfläche nicht als einem Talboden angehörend betrachte, sondern Ärnergalen und die höher gelegenen Terrassen am Bettmerhorn meinem Günstrog zurechnen muß.

In den Seitentälern ist der Mindeltrog vielfach recht gut angedeutet. Sein Gefälle (in der Talachse) ist in der Regel im Talhintergrund am größten und nimmt nach außen unregelmäßig ab. An der Einmündung ins Haupttal ergeben sich folgende Höhen (in der Mitte) des Seitentales:

	Anschlußhöhe	Talboden in der Achse des Rhonetales
Visptal	1300 m	1260 m
Lötschental	1300 „	1200 „
Turtmanntal	1550 „	1200 „
Val d'Anniviers	1280 „	1150 „
Val d'Hérens	1200 „	1000 „
Drancetal	1250 „	840 „

Die Höhendifferenzen sind für Visptal, Val d'Anniviers und Val d'Hérens fast die gleichen, wie die entsprechenden Zahlen für den

Günztrog und im ganzen von geringem Betrag gegenüber den übrigen. Für Lötschental, Turtmantal und Drancetal haben diese Höhendifferenzen etwas zugenommen.

4. **Rißtrogrand.** Das unterste Paar von Gefällsknicke, das die Profile zeigen, ist zwar in den meisten Querschnitten des Rhonetales gut zu erkennen; aber es ist doch in einer Reihe von Fällen unsicher zu bestimmen; es ist unbestimmter, als die beiden höher gelegenen. Diese Unsicherheit tritt besonders zwischen Lax und Brieg auf, wo eine ziemlich starke Einschnürung des Tales und ein relativ großes Gefälle des heutigen Talbodens es nicht leicht machen, aus dem Verlauf der Höhenlinien auf eine Gefällsänderung der Talwandung zu schließen. Doch tritt im ganzen die Erscheinung dieser Gefällsänderung so häufig ein, daß man mit der gleichen Berechtigung wie in den früheren Fällen von einem Trogrand sprechen darf, der einen alten Talboden begrenzt. Eine Reihe von Terrassen, die in der entsprechenden Höhe liegen, rechtfertigen dies vollauf. Auch dieser Talboden ist von Ed. Brückner (a. a. O. S. 608/9) beschrieben. Seine Terrassen zeigen deutliche Neigung gegen die Talmitte; sie sind im ganzen weniger entwickelt und schmaler, als die des oberen, des Mindeltroges. Die Ränder dieses Rißtroges weisen in der Hauptsache schon ein Gefälle auf, das dem des heutigen Talbodens ähnlich ist. Noch mehr ist dies der Fall für die durch entsprechende Verbindung der Trograndpunkte erhaltene Mitte des alten Talbodens. Was aber für die Randpunkte dieses Troges in den einzelnen Profilen besonders auffällt, das ist, daß sie, die tiefst gelegenen, die jüngsten, die fast durchweg im Bereiche des Kulturlandes liegen, für welches die Karte recht zuverlässig ist, in den aufeinander folgenden Profilen ganz ungleiche Höhenlagen besitzen. So ist z. B. schon bei Brieg die Höhe dieses Rißtrograndes zu etwa 960 m anzugeben; talabwärts bei Baltschieder steigt sie wieder auf 1100 m; dann sinkt sie wieder auf 900 m bei Gampen, um weiter talaus abermals auf 1050—1100 m anzuheben. Bis ans Ende des Untersuchungsgebietes zeigen sich solche Differenzen, die übrigens auch für die Ränder des Mindeltroges auftreten, hier aber zum Teil durch die wechselnde Breite des Profils erklärt werden können. Dies scheint mir für die Entstehungsweise dieser Trogränder recht bezeichnend zu sein und darauf werde ich weiter unten wieder zurückkommen.

In den Seitentälern tritt dieser Trogrand noch unsicherer auf, als im Haupttal; doch lassen sich auch hier Gefällsknicke und in der Nähe

der Profile zugehörige Terrassen in genügender Zahl finden, um den Verlauf des alten Talbodens zu bestimmen. Für die Gefällsverhältnisse dieses Talbodens gilt bezüglich der Seitentäler das gleiche, wie fürs Haupttal. In mehreren Fällen zeigt sich recht deutlich, daß das Gefälle dieses Talbodens sich dem der heutigen Talsohle annähert. Bei der Einmündung ergeben sich folgende Höhen:

	Anschlußhöhe	Talboden in der Achse des Rhonetales
Visptal	900 m	900 m
Lötschental	1150 „	860 „
Turtmantal	1100 „	860 „
Val d'Anniviers	860 „	800 „
Val d'Hérens	810 „	750 „
Drancetal	900 „	540 „

Die Böden des Visp-, Anniviers- und Hérens-Tales münden fast gleichsohlig ins Haupttal, die anderen weisen auf Übertiefung.

Ein **Überblick** über die Gefällsverhältnisse der 4 Talbodenreste, welche wir aus den Profilen erkennen, zeigt, daß Schliffgrenze und Günstrog in der Gegend von Brieg bis Raron den stärksten Abfall besaßen; Mindel- und Rißtrog haben zwischen Mühlibach-Brieg das größte Gefälle; doch zeigt der unterste der Talböden schon bis Reckingen ähnliche Neigung, wie die gegenwärtige Talsohle in dieser Gegend. Besonders auffallend ist die rasche Senkung, welche die obere Gletschergrenze von Brieg an erfährt — auf wenige Kilometer fast 300 m. Das ist wohl zum Teil darauf zurückzuführen, daß oberhalb Brieg die für die Umgebung des Aletschgletschers gefundene Schliffgrenzhöhe benutzt wurde, daß man also hier von Punkten ausging, die ziemlich weit von der Talachse entfernt sind.

Auch darauf sei besonders hingewiesen, daß sich gegen den Genfer See zu die Ränder der 4 Talböden immer mehr einander nähern. Die Gefälle der oberen Ränder sind hier wesentlich größer, als die der unteren. Das wichtigste Ergebnis, das meine Untersuchung zeitigte, ist die Feststellung der alten Talsohle, deren Ränder mit G bezeichnet sind, des Günstroges. Damit ist bestätigt, daß auch für das Rhonegebiet die alte Taloberfläche bestand, welche ich früher für Oetz- und Inntal-, sowie für das Gebiet des alten Ogliogletschers nachgewiesen habe — nämlich diejenige, welche ich durch die der Schliffgrenze von oben her folgenden Gefällsknicke gekennzeichnet erachte. Ich füge zur

Stütze meiner Aufstellung noch an, daß bereits A. Bodmer (1880) von den dem Günstrog angehörigen Terrassen und Hochflächen die folgenden nennt: Falkenfriedhof, Aernergalen, Böniger See, la Zaat, Etablons im Rhonetal, Tärbelalp, Hannigalp im Visptal, les Planards, les Plans sades, Catogne im Drancetal. Da Bodmer die Hochflächen nicht nach dem Gefälle einordnete, kam er auch nicht zu Talböden, wie die hier angegebenen; er fand vielmehr in den verschiedenen Tälern der Schweiz 6—9 Höhenschichten, in welche sich die Terrassen eingliedern.

Man bemerkt in verschiedenen Profilen außer den mit S, G, M, R bezeichneten noch den einen oder den andern Gefällsbruch; es gelang mir jedoch nicht, diese in ähnlicher Weise wie die anderen in ein System zu bringen, das durch das ganze Rhonegebiet die Spuren eines fünften alten Talbodens enthalten würde.

Was den Zusammenhang anlangt, in dem die für das Rhonegebiet erhaltenen Resultate mit denen aus den Alpenregionen stehen, für welche ich früher verschiedene Taltröge ermittelt habe, so ist dieser sehr einfach. In den 3 Profilen Bürgisch, Raron und Reschy, die vor 4 Jahren gezeichnet waren, wie sie hier wiedergegeben sind, ist der interpolierte Talboden, der die 2 untersten Gefällsknicke (R) verbindet, punktiert gezeichnet, während die anderen gestrichelt sind. Das sollte bedeuten, daß dieser Taltrog von mir nicht gleichwertig wie die übrigen angesehen wurde. Ich betrachtete ihn als das Werk der glazialen Oszillationen, welche als Achenschwankung, Bühlstadium usw. nach der Würmeiszeit eingetreten sind. Den während der Rißzeit entstandenen Talboden, dessen Reste in einem deutlichen Trogrande und den anschließenden Terrassen zu erkennen sind, suchte ich weiter oben an der Stelle, wo die gut ausgeprägten, in den vorliegenden Profilen mit M bezeichneten Ränder vorhanden sind, d. h. ich habe die Anschauung auf das Rhonegebiet übertragen, von der ich mich bei der Rekonstruktion der alten Gletscher im Oetztal und im Val Camonica leiten ließ. Auch in den Profilen, die ich für diese Täler zeichnete, ist der unterste Gefällsknick vielfach vorhanden (vgl. meinen Aufsatz: der Taltrog, 2. Beilage); er ist mir keineswegs entgangen; aber er tritt viel weniger regelmäßig auf, als der nächst höhere, und da ich von der Ansicht ausging, daß der trogförmige Teil des Gletscherbettes die Hauptmasse der eiszeitlichen Gletscher enthalten habe, so erschien mir auch der durch diese untersten Ränder begrenzte Trog zu unbedeutend, um ihn als das der Würmeiszeit entsprechende Gletscherbett anzusehen.

Wenn ich nun die Sonderstellung dieses untersten Trograndes aufbebe, wozu mich die Ausführungen E. Brückners über die Über-tiefung des Rhonetals gegenüber den Seitentälern (a. a. O. S. 608) veranlassen, so komme ich, wenigstens soweit es die beiden untersten Talböden anlangt, in volle Übereinstimmung mit diesem Forscher, welcher ebenfalls diese beiden Talböden feststellt, wenn er auch ihr Alter anders deutet als ich.

Noch in einer anderen Richtung geben die Resultate, die ich fürs Rhonegebiet gewinne, zu einer Änderung meiner früheren Auf-fassung Anlaß. Die obersten Gefällsbrüche, welche ich mit S in den Profilen bezeichnete, liegen fast durchweg etwas höher, als die durch verschiedene Beobachter an mehreren Punkten des Rhonetals ermittelte obere Gletschergrenze. Es ist also für dies Gebiet kaum zulässig, die Schliftgrenze in den Boden eines alten Taltroges zu verlegen; sie tritt vielmehr an den oberen Rand des Troges, der in den Strecken S—G der Profile Reste seiner Seiten-wände hinterlassen hat. Die Gratstücke und Hochflächen, welche im und etwas über dem Niveau der Schliftgrenze verlaufen, bilden dem-nach die Reste einer Alpenoberfläche, die ich im Sinne meiner früheren Arbeiten als die „präglaziale“ Gebirgsoberfläche bezeichnen müßte, von der ich damals annahm, daß sie um 2—300 m über der Schlift-grenze gelegen sei.

Entstehung der alten Talböden.

Der Typus des Profiles eines Alpentales kann nach meinen Er-mittlungen aus dem Rhonegebiet in der Form dargestellt werden, wie sie Fig. 1 wiedergibt.

Das auffälligste, was in dieser Figur außer den einander ent-sprechenden Gefällsknicken der beiden Talflanken auftritt, das ist der Beginn der eigentlichen Talwandungen im Niveau der oberen Gletscher-grenze. Dieser Umstand ist, wie mir scheint, eins der kräftigsten Argumente dafür, daß die Ausbildung der Täler in ihre heutige Form unter intensiver Mitwirkung des bewegten Eises stattfand. Ich kann wenigstens keinen vernünftigen Grund dafür finden, daß während der Eiszeiten die Alpentäler gerade bis zu der Höhe mit Eis angefüllt wurden, bis zu welcher die Täler vorher durch das Wasser oder andere Agentien herausmodelliert waren.

Die Reste der alten Talböden aber, welche wir verfolgen konnten, zeigen, daß diese Bearbeitung des Gesteins durch das strömende Eis

nicht eine ununterbrochene war, sondern daß sie in vier aufeinander folgenden Perioden stattfand. Die ineinander geschalteten \cup Formen der Talwand zeigen, je für sich wieder, daß ihre Entstehung nur dem Eise zu danken ist, da das Wasser derart geformte Täler nicht zu erzeugen vermag. Flußbetten von stellenweise 10—12 km Breite, wie sie in der Gegend von Martigny und vom Genfer See aufgetreten sein müßten, können in diesen alpinen Gegenden nie bestanden haben. Auch seitliches Unterschneiden der Felswände und darauf folgender Einsturz derselben kann kaum zur Erklärung der Bildung solch breiter

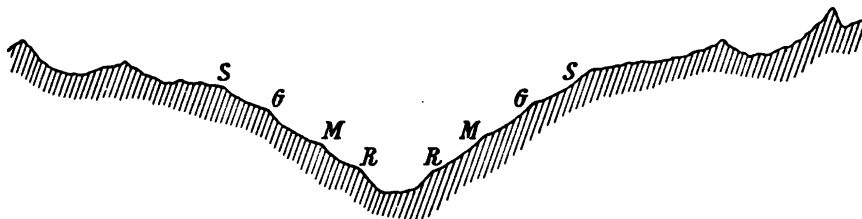


Fig. 1

Talsoles herangezogen werden. Die charakteristische Erosionsform des Wassers ist die Klamme, wie wir sie an den vielen Stufen beobachten, mit welchen die alpinen Seitentäler in die Haupttäler einmünden. Es ist m. E. nicht einzusehen, wie es zugehen könnte, daß eine solche Klamme durch das Wasser nach beiden Seiten hin derart erweitert würde, daß ein trogförmiges breites Tal an ihre Stelle tritt.

Die Erklärung der Übertiefung des Haupttales ist auch auf keinem anderen Wege möglich, als indem man die Erosionswirkung des strömenden Eises dafür verantwortlich macht. Ich will die Gründe, welche sich gegen die anderen Erklärungsversuche geltend machen lassen, hier nicht einzeln aufzählen, sondern verweise auf den schönen Aufsatz von R. S. Tarr¹⁾, in welchem diese verschiedenen Einwände in sehr hübscher Weise zusammengestellt und widerlegt sind.

Wie kann das Eis die Trogformen der Täler geschaffen haben? Dafür sind drei getrennte Wirkungen heranzuziehen; erstens die an der Gletschersohle infolge der Druckschwankungen auftretende Verwitterung des Gesteins; zweitens der durch die Bewegung des Eises und durch subglaziale Wasserläufe erfolgende Transport dieser Verwitterungsprodukte (als Grundmoräne und Schuttführung der Gletscherbäche) und die damit verbundene Bearbeitung des Untergrundes und

¹⁾ The populare Science Monthly Vol. LXX. 1907.

drittens der Transport der im eisfreien Gelände vor dem vorschreitenden Gletscher lagernden Produkte der Verwitterung, sowie die intensive Bearbeitung der durch Wassererosion und Frostwirkung zermürbten Felspartien, über welche der vorschreitende Gletscher hinwegfließt.

Diese letztgenannte Gletscherwirkung, die als Räumungsarbeit bezeichnet werden kann, wird sich hauptsächlich an den Wänden der Schlucht geltend machen, welche der Gletscherbach in Zeiten geringeren Eisstandes eingesägt hat. Dadurch wird diese Schlucht verbreitert, und wenn in häufig wiederkehrenden Oszillationen des Gletschers dieser immer mehr anwächst und sich verlängert, so kommen die früher vor dem Eise gelegenen Geländeteile unter das Eis und bei entsprechendem Anwachsen des Gletschers auch in das Gebiet, in welchem sich die unter 1 und 2 genannten Erosionswirkungen des Gletschers geltend machen. Diese sind höchst wahrscheinlich in ihrer Größe der Geschwindigkeit proportional, und da maximale Bewegung des Gletschers da auftritt, wo er am tiefsten ist, so ergibt sich ein weiterer Grund für die in der Nähe des früheren Bachbettes verstärkte Erosion. Hier wird die Bearbeitung des Untergrundes eine intensivere sein, als unter den höher gelegenen Seitenpartien des Gletschers, die sich über dem oberen Rande der ehemaligen Schlucht bewegen. Die Erosionswirkung ist zwar dort nicht verschwindend, aber doch wesentlich kleiner, als in den achsialen Gebieten. Die Ungleichheit wird immer größer, und wenn die Einlagerung des Eisstromes in das Tal lange genug andauert, so entsteht ein Gebilde, wie es der Taltrog vorstellt. Die Stelle, die als Trogrand bezeichnet wird, muß natürlich nicht die obere Grenze des Eisstromes gebildet haben, der den Trog erzeugte¹⁾.

Fassen wir also den Taltrog als Produkt einer Vergletscherung auf, so zwingt uns die Gestalt des Talprofiles zu der Annahme, daß vier solche Vergletscherungen stattgefunden haben, deren jüngste, die

¹⁾ Das Profil, das Blümcke und ich für den Hintereisferner durch Bohrungen ausgelotet haben, zeigt, wie auch die neueren Bohrungen, daß hier unter der Oberfläche des Eises ein Trogrand existiert, worauf ich früher schon aufmerksam machte. Es ist klar, daß ich bei den verschiedenen Rekonstruktionen eiszeitlicher Gletscher, bzw. des Ogiogletschers wohl wußte, daß der Trogrand nicht gleichzeitig der Gletscherand gewesen sein muß. Wenn ich trotzdem diese natürlichen Marken als die seitlichen Grenzen (auch der jüngeren) eiszeitlichen Gletscher ansetzte, so hatte das als ersten Grund den, daß man nicht weiß, wie hoch das Eis über den Trogrand empor ging, und als zweiten Grund den, daß ich zeigen wollte, wie wenig sich das Bild eines so rekonstruierten Gletschers von dem eines der langen Gletscher Zentralasiens unterscheidet.

Würmeiszeit, die Periode ist, in welcher das Eis den untersten Trog schuf, indem es die achsialen Gebiete des Tales auf seine heutige Sohle bzw. unter diese austiefte; denn auf vielen Talstrecken bemerken wir, daß die Bäche große Schuttmassen abgelagert haben, welche, vereint mit alten Grundmoränen, den eigentlichen Talboden manchmal 100—200 m tief bedecken¹⁾).

Dieser unterste Taltrog ist in den Boden eingesenkt, den das Eis der vorausgehenden Vergletscherung in der Rißeiszeit erzeugte. Der Rißtrog selbst liegt wieder in einem trogförmig gestalteten Tale, das in der zweitältesten Vergletscherungsperiode, der Mindeleiszeit, ausgehobelt wurde. Auch von E. Brückner wird dieser Mindeltrog als Trog angesprochen; aber er bezeichnet die Trogwände als Teile der präglazialen Landoberfläche, deren Fortsetzung er außerhalb des Rhonetales¹⁾ im schweizerischen Mittelland fand. Wenn aber, wie dieser hervorragende Glazialgeologe im Verein mit A. Penck aus den glazialen Schotterablagerungen nachweisen konnte, die Alpen vier Vergletscherungen durchgemacht haben, dann muß es doch auch für die älteste, für die Günzeiszeit einen Trog geben, in den der Mindeltrog eingesenkt ist, und der Günztrog, dessen oberer Rand an der Schliiffgrenze liegt, muß in die präglaziale Alpenoberfläche eingegraben sein. Diese Verhältnisse haben nach den Rhonetal-Profilen auch bestanden und die präglaziale Oberfläche des Gebirges ist danach in die an der Schliiffgrenze abbrechende Denudationsfläche zu verlegen.

Die damit gegebene Auffassung erscheint mir als logische Konsequenz des von E. Brückner teilweise akzeptierten Grundgedankens, den ich in meiner früheren Abhandlung über den Taltrog zum Ausdruck brachte. Die Abänderung, welche meine erste Darstellung der Sache durch die im Rhonetal fortgesetzte Untersuchung erfuhr, könnte, wie ich glaube, eigentlich nur zu völliger Übereinstimmung zwischen E. Brückners und meiner Auffassung führen. Kann man die präglaziale Landoberfläche wirklich in die Denudationsfläche der Schliiffgrenze verlegen, so ist auch die Hypothese über die eigenartige Scharnier-Rolle überflüssig, welche E. Brückner dem schweizerischen Mittelland (a. a. O. S. 616) zuweist; denn dann geht die alte Rumpffläche dieses Gebietes ohne Gefällsbruch in die entsprechende Abtragungs-

¹⁾ Im mittleren Rhonetal hat nach der letzten Vergletscherung ein See bestanden, der von Sion bis St. Maurice reichte; auch der Genfer See hatte früher eine Ausdehnung bis fast nach St. Maurice. Beide Seen wurden durch die vom Wasser mitgeführten Schuttmassen allmählich ganz oder zum Teil zugeschüttet.

fläche innerhalb des Gebirges über. Der von E. Brückner gemachte, oben (S. 321) abgedruckte Einwand, daß die Terrassen meines ältesten Troges sich in die alte Rumpffläche fortsetzen usw., erledigt sich sehr einfach durch den Hinweis darauf, daß mein ältester Taltrog noch höher liegt, als die Brücknersche präglaziale Landoberfläche im Rhonetal. Daß von einem ausgeglichenen Gefälle meiner Trogränder nicht gesprochen werden kann, habe ich bereits ausgeführt und angesichts der vorzüglichen Übereinstimmung, welche mein Verfahren zur Bestimmung des Mindeltrograndes mit der von Brückner benutzten Methode der Feststellung eines alten Talbodens ergibt, fällt wohl auch jeder ernsthafte Einwand gegen die Berechtigung meines Verfahrens fort. Ich glaube also, daß sich die hier ausgeführten Ergebnisse meiner Untersuchung über die alten Talböden im Rhonetal recht wohl mit der von E. Brückner vertretenen Anschauung vereinigen.

Was die von A. Penck gemachten Einwendungen gegen meine Rekonstruktion der eiszeitlichen Ogliogletscher („Die Gletscher“, Karte IV) anlangt, so bemerke ich zunächst, daß ich, nachdem die Profile vom Rhonetal vorliegen, die Trogränder, welche ich s. Z. dem Reißalboden zuschrieb, jetzt dem Mindeltalboden zuordnen müßte. Die untersten Trogränder, die des Reißbodens, würden damit um 2—300 m tiefer herab kommen. Sie sind aber in diesem Gebiete meistens noch undeutlicher erhalten als im Rhonetal und treten nur in einigen Profilen, die ich durch den Iseosee führte, auf; bei Lovere z. B. in etwa 300 m Seehöhe, während der entsprechende Rand, den ich jetzt als Mindelrand betrachte, zwischen 6—700 m Höhe liegt. Es würde demnach die Lage des Trograndes, der durch den erodierenden Würmgletscher geschaffen wurde, nicht mehr in einem unvereinbaren Widerspruch stehen mit den interglazialen Ablagerungen von Pianico, wenn anders deren interglaziales, nicht interstadiales Alter gesichert erscheint ¹⁾.

Was den anderen Einwand anlangt, den Penck macht, nämlich daß die Ufermoränen der jüngsten Vergletscherung in der Weitung Sale-Marasino-Sulzano am Iseosee in 6—700 m Höhe liegen, während ich die Höhe der Gletscheroberfläche zu 400 m angebe, so habe ich schon oben angeführt, daß der Trogrand nicht die obere Grenze des

¹⁾ Auch im Bereiche der Höttinger Breccie wäre die Herabsetzung des jüngsten Trograndes um 5—600 m, vorzunehmen, so daß dieser etwa in 800 m Höhe liegen würde. Damit, glaube ich, sind auch die Lagerungsverhältnisse der Breccie zu vereinbaren, ohne Zuhilfenahme einer Hypothese, die ich in „Die Gletscher“ S. 379 benützte.

Gletschers markieren muß, der ihn erzeugte, sondern daß das Eis auch darüber hinausgegangen sein kann. Wenn nun, wie es nach den Ergebnissen aus dem Rhonetal berechtigt erscheint, die durch den Würmgletscher geschaffene Übertiefung einen viel kleineren Trog ergibt, als es nach meinen früheren Annahmen der Fall war, so ist selbstverständlich, daß man für einen Gletscher, der das Vorland erreicht haben sollte, auch eine größere Breite und einen größeren Querschnitt annehmen muß, als sie der unterste Trog allein bestimmt, und daß also die Oberfläche des Eises sich beträchtlich über den Trogrand erhob. Aber wie weit? Handelt es sich dabei um Eisdicken von 5—600 m, wie sie durch den Verlauf der Ufermoränen in der genannten Weitung vorgezeichnet werden, so ist m. E. nicht viel dagegen einzuwenden, wenn diese Ufermoränen auch als Grenzen des Eisstromes bezeichnet werden, welcher den jüngsten Trog erzeugt hat. Ähnlich dürften auch die Verhältnisse in den meisten anderen Randgebieten der Alpen liegen, wo über die Zusammengehörigkeit der erratischen Grenzen und der Jung-Endmoränen kein Zweifel herrscht. Man wird solche Ufermoränen um so leichter dem jüngsten eiszeitlichen Gletscher zuordnen können, wenn man in Betracht zieht, daß nicht der ganze durch sie abgegrenzte Talraum von einer gleichmäßig-strömenden Eismasse erfüllt gewesen sein muß. Wie eine Sturzwelle vorübergehend das Niveau eines Flußlaufes erhöht und dessen Inundationsgebiet erweitert, so kann auch eine durch außerordentliche Niederschlagsverhältnisse veranlaßte Schwellung, welche dem Gletscher entlang fortschreitet, eine vorübergehende Hebung seiner Oberfläche und damit ein Hinaufschieben der Ufermoränen veranlassen, die dann als Grenze der Integralfläche erscheinen, innerhalb deren sich die bezeichnete Gletscherschwankung vollzog (vgl. S. Finsterwalders Ausführung in dieser Zeitschrift II. S. 82). Anders liegt die Sache, wenn die Zuordnung der erratischen Grenzen und der oberen Gletschergrenze im Innern des Gebirges zur jüngsten Vergletscherung geschieht und wenn dabei Eisstromdicken von 1600—2000 m Dicke, wie für das Rhonetal, erhalten werden. Die Gründe, welche für diese Zuordnung von den Herren Penck und Brückner angeführt werden, sind folgende:

(a. a. O. S. 283.) „Die Einheitlichkeit der Gefällsentwicklung der von uns über manche Lücken hinweg verfolgten oberen Gletschergrenze erweist unseres Erachtens ihre Zugehörigkeit zu ein und derselben Vergletscherung. Sie gestattet uns, die obersten erratischen Blöcke und höchsten Gletscherschliffe des Gebirges mit den Jung-

Endmoränen des Vorlandes zu parallelisieren. Allerdings muß dabei im Auge behalten werden, daß die Eisoberflächen der einzelnen Rückzugsstadien . . . talaufwärts asymptotisch sich an die der Würmeiszeit angeschlossen haben.“

(a. a. O. S. 606.) „Dieselben Gründe, die S. 283 bei den Ostalpen geltend gemacht wurden, sprechen auch in der Schweiz dafür, daß die geschilderte obere Gletschergrenze der Würmeiszeit angehört. Das erratische Material an der oberen Gletschergrenze ist zu zahlreich und zu gut erhalten, als daß man es etwa der Rißeiszeit zuschreiben dürfte. Doch war jedenfalls die Höhendifferenz im Eisstande der Riß- und der Würmeiszeit nicht bedeutend.“

Daß das erratische Material an der oberen Gletschergrenze gut erhalten ist, berechtigt meines Erachtens nicht unbedingt dazu, diese Grenze der jüngsten Eiszeit zuzuordnen. Soviel mir bekannt ist, kennen wir bisher nichts, das entscheiden ließe, ob ein Block aus solidem Gestein 50 000 oder 500 000 oder noch mehr Jahre an seinem Orte liegt, wenn seine äußere Beschaffenheit allein eine Beurteilung erlaubt. Dagegen möchte ich darauf hinweisen, daß die Gesteinsverwitterung im Gebiete des Hintereisgletschers von der oberen Gletschergrenze abwärts nicht eine etwa mit der Höhe gehende gleichmäßige Änderung zeigt. Vielmehr scheint mir möglich, hier in gewissen Höhenlagen sprungweise Änderungen festzustellen, wenn ein genügend großes Gebiet in den Kreis der Beobachtung gezogen wird. Die stark verwitterten und zerklüfteten, in ihrem losen Gefüge noch die Form der Rundlinge zeigenden Felsgebilde hören sehr häufig in einer gewissen Höhe unter der oberen Gletschergrenze plötzlich auf. Dann fehlt die starke Zerklüftung; es zeigen sich noch Spuren von Schrammung und die runden Formen der Schliffbuckel sind ziemlich gut erhalten. Ein einzelner Block der oberen Region wäre längst zerfallen, und dies ist wohl auch ein Hauptgrund für den großen Plattenreichtum, der hier unterhalb der oberen Gletschergrenze vorhanden ist und natürlich zum großen Teil auf die Schieferstruktur des Gesteins zurückzuführen ist. Doch glaube ich, daß auch die Zeitdauer, während welcher das Gestein der Verwitterung ausgesetzt war, von Einfluß ist, und so komme ich unter Anwendung der gleichen Schlußweise, wie sie E. Brückner benützt, zu dem Ergebnis, daß die der oberen Gletschergrenze nach unten benachbarten Gesteinsmassen viel längere Zeit eisfrei gewesen sind, als die tiefer gelegenen. Es würde sich möglicherweise mit Beachtung dieser Verwitterungserscheinungen eine jüngere Gletschergrenze herausfinden lassen, die sich talauswärts verfolgen läßt.

Was die einheitliche Gefällsentwicklung der oberen Gletschergrenze anlangt, so glaube ich, würde ein im Innern der Täler unterhalb dieser Grenze, vielleicht im Niveau der dem Bühlstadium zugezählten Moränenwälle, angenommene Gletscheroberfläche keine wesentliche Störung dieser Einheitlichkeit bringen.

Würde ich beispielsweise die in der Favreschen Karte oberhalb Sitten und oberhalb Chermignon en haut verzeichneten Ufermoränen, deren Höhe E. Brückner (a. a. O. S. 624) mit 13—1400 m angibt, als Höhenmarken des würmeiszeitlichen Gletschers ansehen und ihnen die ebenfalls von Brückner verzeichneten, in Favres Karte auch aufgenommenen Moränen auf dem Rücken von Chemin (1450 m) und an den Abhängen der Arpille (1400 m), sowie die in 1260 m Höhe bei Outre Rhone und die bei Plein y boeuf, welche oberhalb Orsières im Entremonttal bei 1600 m Höhe lagern, ihnen angliedern, so bekäme ich Gletscherränder, die etwas über den M-Trogrand hinausgreifen. Die Fortsetzung des damit gegebenen Gefälles (die Arpille liegt im Seitental und die Moränen stammen wahrscheinlich vom Trientzufluß des Rhonegletschers) bis an die Mündung der Rhone in den Genfer See würde in die von Brückner als präglaziale Landoberfläche bezeichnete Abtragungsfläche führen und damit weiterhin einen guten Übergang in die talauswärts bekannten Grenzen der Moränen, in die Jung-Endmoränen auf französischem Boden haben. Die von den Diablerets und den Nordhängen der Wildhorngruppe kommenden Eismassen konnten im Aaregebiet bis gegen den Jura hin zum Aufstau eines breiten Eiskuchens à la Malaspina mithelfen, so daß auch nach diesen Richtungen hin der Übergang in die erratischen Grenzen und Moränenzüge möglich erscheint.

Die um 150—200 m tiefer gelegenen Moränenzüge, welche die Favresche Karte an den genannten Stellen verzeichnet, könnten bei einer solchen Annahme dem Bühlstadium zugeordnet werden; für dieses würde sich damit ein Gletscherquerschnitt ergeben, der in der Gegend von Sitten nur wenig über den R-Rand hinaufreicht, und es ließe sich leicht einsehen, warum der Gletscher des Bühlstadiums, der doch auch noch eine respektable Ausdehnung hatte, nicht einen neuen Trog in den vom Würmzeitgletscher gestalteten Talboden eingesägt hat. (In keinem meiner Profile finden sich Spuren eines unter „R“ gelegenen Gefällsknickes, der dem Bühlstadium zugeschrieben werden könnte.)

Die Moränenzüge dagegen, welche sich in größeren Höhen finden, wie an der Arpille bei 1600 m und oberhalb Orsières an der Vereinigung des Val Ferrex mit dem Val d'Entremont, bei Longa becca in 1800 m,

müßten einem älteren Gletscher zugeschrieben werden, als welcher vielleicht der Rißzeitgletscher in Betracht käme. Dieser hätte demnach fast bis an den G-Trogrand emporgereicht; denn die letztgenannte Moräne liegt an der entsprechenden Stelle. Auch südöstlich vom Bettmerhorn, auf der oberen Laxer Alpe liegen Moränenzüge (nach Favre), die vielleicht hier einzuordnen wären. Das wären zwar Anhaltspunkte für eine eventuelle Rekonstruktion des alten Rhonegletschers der Rißzeit; aber sie sind doch nicht zahlreich genug, um eine mit genügender Sicherheit bestimmte Höhe des Gletscherrandes anzugeben. Vielleicht bringt die Zukunft noch eingehendere Untersuchungen über den Verlauf von hochgelegenen Moränen, welche auf einzelnen der in Tab. I genannten Hochflächen parallel zum Tal ziehen.

Würde ich nach den oben gemachten Annahmen verfahren und den Rand des würmeiszeitlichen Gletschers bis zur Höhe des R-Troges verlegen, so käme ich bei einer Korrektur der entsprechenden Karte des alten Ogliegletschers („Die Gletscher“, Karte IV, Fig. IV) fast zu demselben Bilde, das dies Kärtchen zeigt. Ich hätte nur in der Gegend des Iseosees den Rand etwas weiter seitwärts zu verlegen und die Höhenlinien entsprechend den durch die Moränenzüge gegebenen Anhaltspunkten um einiges zu verlegen. Da nach A. Penck (A. i. E. S. 829 und 843) das obere Val Borlezza keinen eigenen Gletscher hatte, so müßte der von hier aus eingezeichnete Zufluß fortbleiben. Ich würde in das obere Tal nur einen bis in die Gegend von Fino del Monte reichenden kleinen Kargletscher eintragen. Die Ermittlung der eiszeitlichen Schneegrenze ergibt bei Anwendung des früher von mir gebrauchten Verfahrens etwa 1400 m für diesen rekonstruierten Gletscher. Am Monte Gleno, von dem die kleine Vedretta del Trobia nach Norden herabzieht, ist die heutige Schneegrenzhöhe 2600 m. Am Adamello liegt sie nach E. Richter bei 2800 m. Talauswärts fällt diese Grenze, wenn sie auch an den Südhängen der Berge höher steigt, als an den nördlichen. (Ich kann deshalb die Annahme von Penck, daß die jetzige Schneegrenze für das ehemalige Gebiet des Ogliegletschers „kaum tiefer als 2900—3000“ m anzusetzen sei, nicht für hinreichend gestützt erachten.) Die Depression der Schneegrenze der Würmeiszeit gegenüber ihrer heutigen Höhenlage würde sich also zu 1000—1200 m, d. h. von derselben Ordnung ergeben, wie sie von Penck und Brückner für das Alpengebiet gefunden wurde. Die Korrekturen, welche an den übrigen Figuren des rekonstruierten Ogliegletschers vorzunehmen wären, sind noch kleiner und erstrecken sich hauptsächlich auf die Enden der Gletscherzungen. Die der „Riß“-

Eiszeit (Fig. III) müßte eine Höherlegung der Isohypsen um etwa 100—200 m erfahren. Die der Mindel- und der Günz-Eiszeit (Fig. II und I) müßten in der Hauptsache kleinere Bereiche der oberitalienischen Ebene überdecken, wenn ich mit den bisherigen Ergebnissen der Wissenschaft, wie sie von A. Penck sorgfältig gesichtet mitgeteilt wurden, in Übereinstimmung kommen will. Ich habe ja auch schon früher betont, daß die unteren Grenzen dieser Gletscher nicht sicher angegeben werden können. Gelegentlich dieser späteren Korrekturen meines Kärtchens werde ich auch die nicht geringe Zahl von Hochflächen und Terrassen anführen, welche im Ogliegebiet den verschiedenen „Trogrändern“ zuzuordnen sind.

Die Einwendungen, welche Herr Hs. Crammer (in dieser Zeitschrift Bd. II, S. 149/50) gegen meine Hypothese macht, lassen sich, wie ich meine, leicht widerlegen. Er sagt: „... Ein Vergleich dieser Profile ergibt nun, daß hier im Gebirge die Masse des Eisstromes von einer Eiszeit zur andern geringer wurde und daß sie in der vierten Eiszeit kaum ein Fünftel jener der ersten betrug.“ Selbst wenn ich die alte Auffassung beibehalten wollte und die Trogränder ziemlich genau als die oberen Grenzen der zugehörigen Gletscher annehmen würde, bekäme ich doch brauchbare Ergebnisse. Da die Neigung des Bodens, auf dem das Eis abfloß, von einer Eiszeit zur anderen größer wurde, so mußte sich auch die Druckkraft steigern, mit welcher die Massen aus den Hochtälern schiebend auf den ganzen Gletscher wirkten. Für den Ogliegletscher habe ich seinerzeit die mittleren Neigungswinkel im Firn mit $6,5^\circ$, $8,5^\circ$, 16° und 24° während der vier Eiszeiten aus meinen Rekonstruktionen gefunden. Setzt man mangels besserer Einsicht die Druckkräfte dem Sinus des mittleren Neigungswinkels proportional und zieht man in Betracht, daß die Bodenfläche noch größere Neigung besitzt, als die Firnoberfläche, so wird plausibel, daß die Geschwindigkeit, mit der das Eis den Bergen entströmte, in der vierten Eiszeit annähernd 4 mal so groß war, als in der ersten. Es ist also keine notwendige Folge des von mir angesetzten Querschnittsverhältnisses, daß, wie Crammer meint, die Vergletscherung des Alpenvorlandes von einer Eiszeit zur anderen an räumlicher Ausdehnung verloren haben müßte. „Ja, es erscheint sogar mehr als wahrscheinlich, daß die Gletscher der vierten Eiszeit das Alpenvorland nirgends hätten erreichen können,“ fügt Crammer hinzu. Ich glaube, die soeben gemachte Bemerkung über die mögliche Geschwindigkeitsänderung und die von mir gegebenen Kartenskizzen genügen, um diese übergroße Wahrscheinlichkeit auf Null zu reduzieren.

So bleibt nur noch ein Punkt zu berühren, auf den A. Penck verweist. Er sagt (a. a. O. S. 838) „ferner lehrt uns das Eingreifen des marinen Pliozäns in die südlichen Alpentäler, wie wir es in Valsesia kennen gelernt haben, daß die Alpen bei Beginn der Eiszeit kein solcher Rumpf gewesen sind, wie es Heß annimmt, sondern daß sie bis zu erheblicher Tiefe zertalt waren.“ Die einschlägigen Verhältnisse bespricht Penck auf S. 806 und 807, wobei er zu dem Schlusse kommt, „daß die Übertiefung jünger ist, als das marine padanische Pliozän“. Ich habe auf das Gebiet des Ortasees und seiner Nachbarschaft meine Untersuchungsmethode noch nicht ausgedehnt. Doch scheint mir die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß während einer Interglazialzeit, die der jetzigen Übertiefung des Tales vorausging, solche marine Ablagerungen stattfanden. Man hätte dann vielleicht anzunehmen, daß die älteren Vergletscherungen zu einer Zeit stattfanden, in welcher, wie Stoppani meint, die eiszeitlichen Gletscher in ein pliocänes Meer mündeten. A. Penck spricht übrigens selbst die Vermutung aus, daß die Hochflächen, welche stellenweise marine Ablagerungen tragen, Böden von breiten in das Pliocänmeer mündenden Alpentälern darstellen. Ich halte dies für sehr wahrscheinlich, da mir einige Profile des oberen Tessintales (in derselben Weise wie im Rhonetal) die Spuren alter Alpentalböden liefern, die in der Nachbarschaft von Airolo durch ausgedehnte Hochflächen gekennzeichnet erscheinen. Eine systematische Untersuchung habe ich für dies Gebiet noch nicht durchgeführt und deshalb kann ich auch nicht andeuten, zu welchem meiner glazialen Talböden die Terrassen in der Gegend des Langensees in Beziehung stehen.

Zusammenfassung.

Die für das Rhonetal und seine Seitentäler durchgeführte Untersuchung hat ergeben:

1. Die eigentliche Talbildung beginnt an der oberen Gletschergrenze. Daraus folgt: es ist das Rhonetal (ebenso wie die anderen Alpentäler, in denen die Verhältnisse auch so liegen) unter Mitwirkung des strömenden Eises herausgebildet worden.

2. Unterhalb der Schliggrenze lassen sich 3 Paar einander entsprechende Gefällsbrüche in der Wandung beider Talseiten verfolgen. Eine große Zahl von Hochflächen, die in der Talrichtung mehr oder minder bedeutende Ausdehnung besitzen, ist durch die längs der Gefällsbrüche laufenden Ränder begrenzt. Man hat damit die Reste von 3 alten Talböden, die ein talauswärts gerichtetes Gefälle besitzen.

Zwei derselben wurden auch von E. Brückner beschrieben. Der 3. liegt zwischen der oberen Gletschergrenze und dem oberen der beiden von Brückner erwähnten. Er entspricht den Talböden, deren Spuren ich früher im Oetztal, Inntal und im Ogiogebiet bei 3—600 m unter der oberen Gletschergrenze aufgefunden habe. Man kann also annehmen, daß 4, durch 3 Zwischenzeiten voneinander getrennte Vergletscherungen die Alpen betrafen, während welcher das Eis bis auf das Alpenvorland hinausgetrieben wurde.

3. Der früher von mir als „Würm“-trogrand bezeichnete ist nicht der unterste, vom Gletscher der Würmeiszeit im Boden der Riß-Würm-Interglazialzeit erzeugte. Dieser liegt vielmehr um einige hundert Meter tiefer, während mein bisheriger unterster Trogrand derjenige ist, welcher vom Gletscher der Riß-Eiszeit im Boden der Mindel-Riß-Interglazialzeit erzeugt wurde. Bei Durchführung der entsprechenden Korrekturen werden die Widersprüche beseitigt, welche durch die Lageverhältnisse der in der Höttinger Breccie und bei Pianico vorhandenen interglazialen Ablagerungen bedingt waren.

4. Die präglaziale Oberfläche der Alpen ist die an der oberen Gletschergrenze nach unten begrenzte Abtragungsfläche.

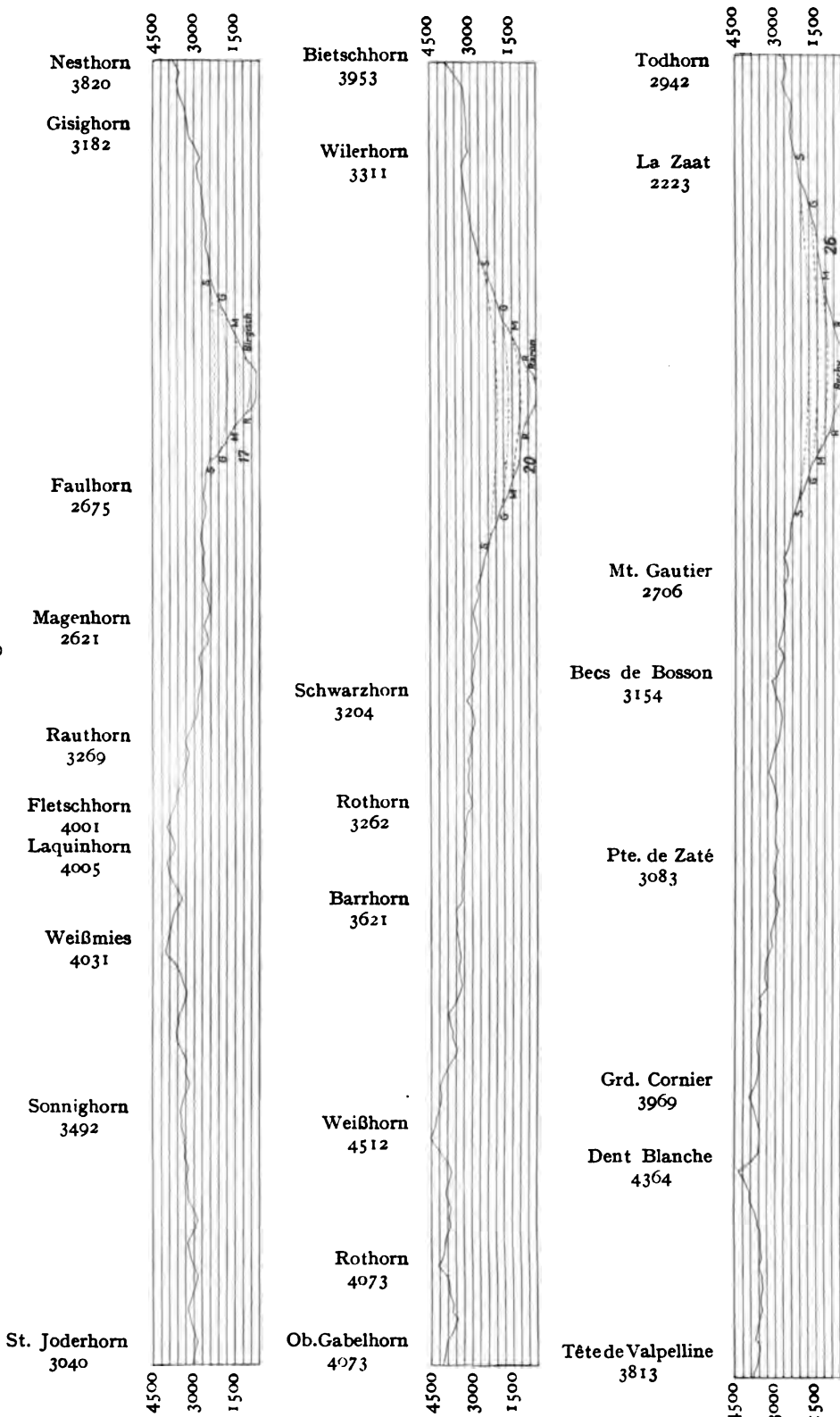
5. Da auch die übrigen Einwände, welche gegen mein Ermittlungsverfahren und die auf Grund desselben erhaltenen Resultate gemacht wurden, beseitigt oder widerlegt werden konnten, so bleibt die von mir aufgestellte Hypothese bestehen: Das bewegte Eis hat die Hauptformen der Alpentäler da geschaffen, wo vor der Eiszeit und während der Interglazialzeiten das Wasser sein Abflußnetz mit kleinen Erosionsformen entwickelte.

Ich meine, in ihrer gegenwärtigen Form stehen diese Hypothese und die auf sie gegründeten Folgerungen aus der Gestalt der Alpentäler in gutem Einklang mit den Ergebnissen der Eiszeitforschung, welche wir dank der erfolgreichen Arbeit der Herren Penck und Brückner in übersichtlicher Weise geordnet vorliegen haben.

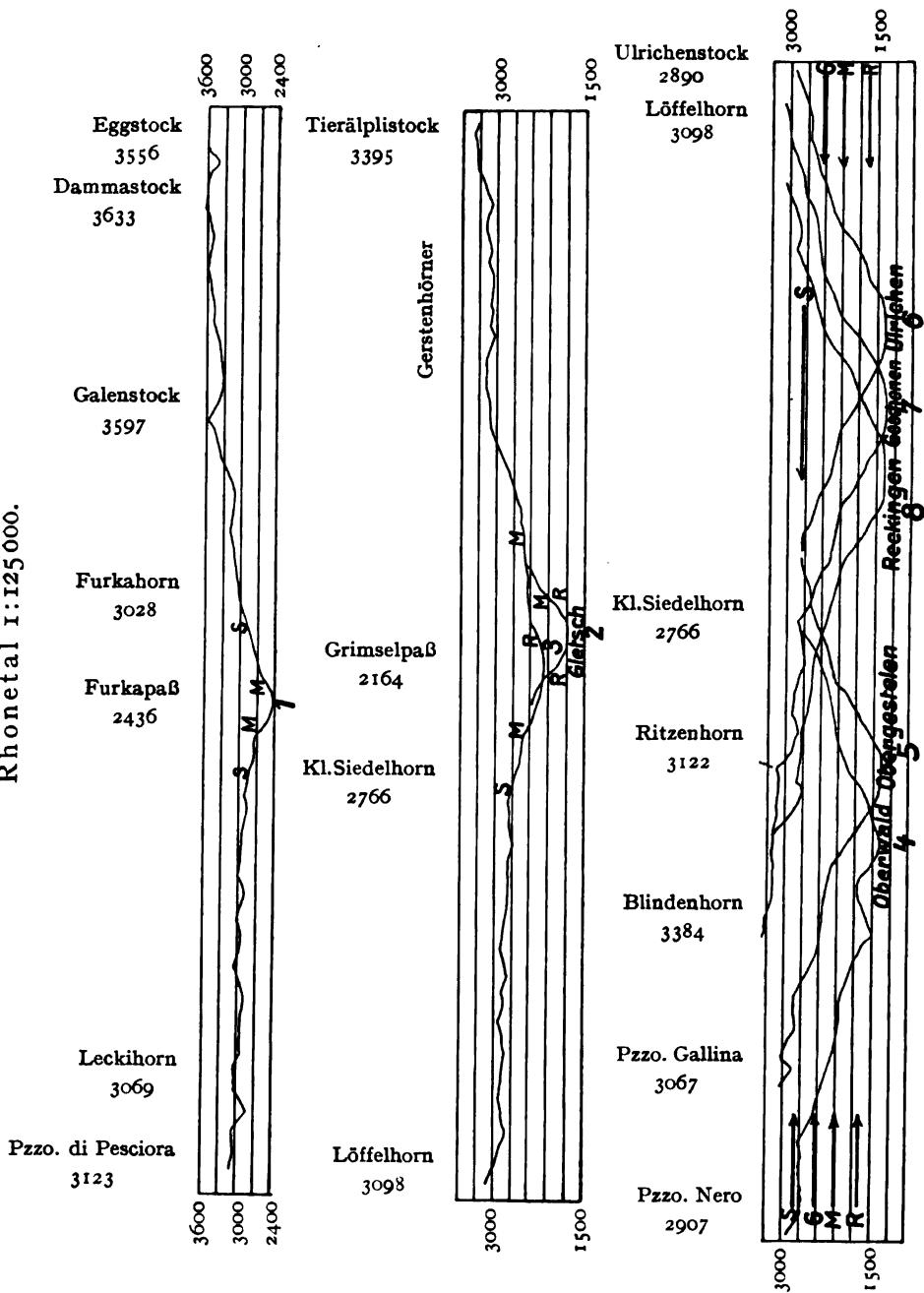
Anhang: Profile durch das Rhonetal und seine größeren Seitentäler.

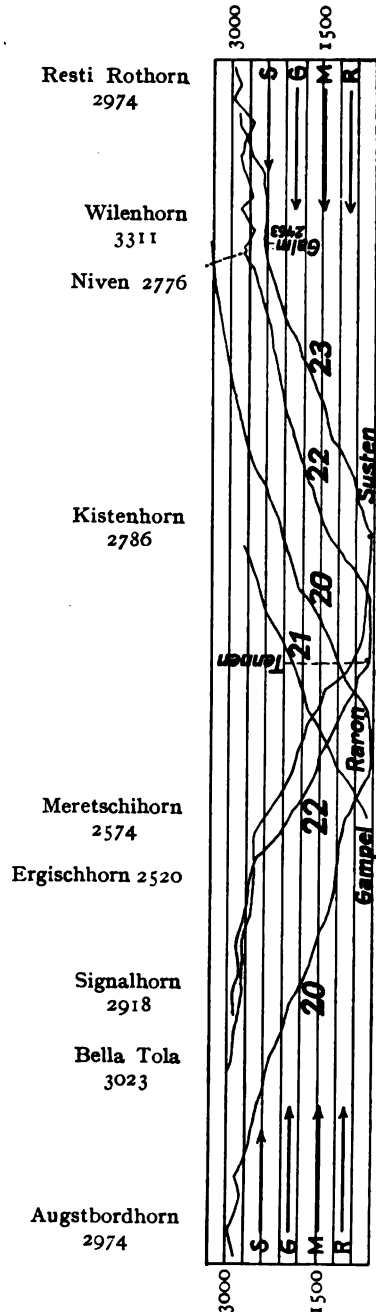
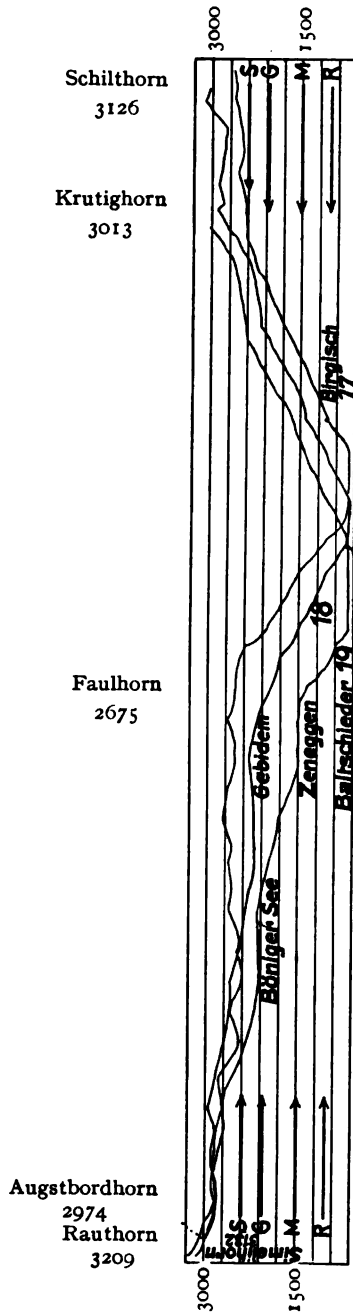
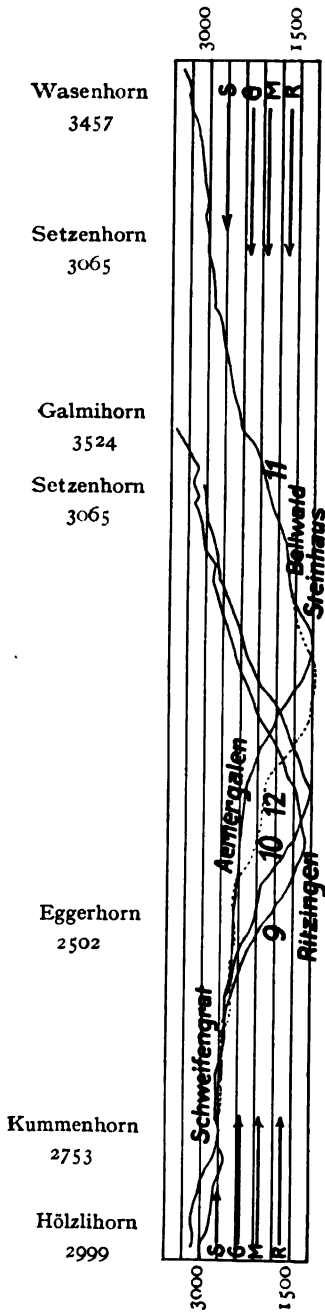
Die nachfolgenden Profile sind verkleinerte Wiedergaben meiner in 1:50000 gezeichneten Originale. Der Maßstab für Längen und Höhen ist für die ersten 3 Profile des Rhonetals ca. 1:250 000, für die übrigen ca. 1:125 000, für die Seitentäler ca. 1:190 000. Die Nummern der Profile entsprechen den in den Tabellen S. 356—361, sowie den in der Übersichtskarte Tafel I gegebenen.

Rh onetal 1:250 000.

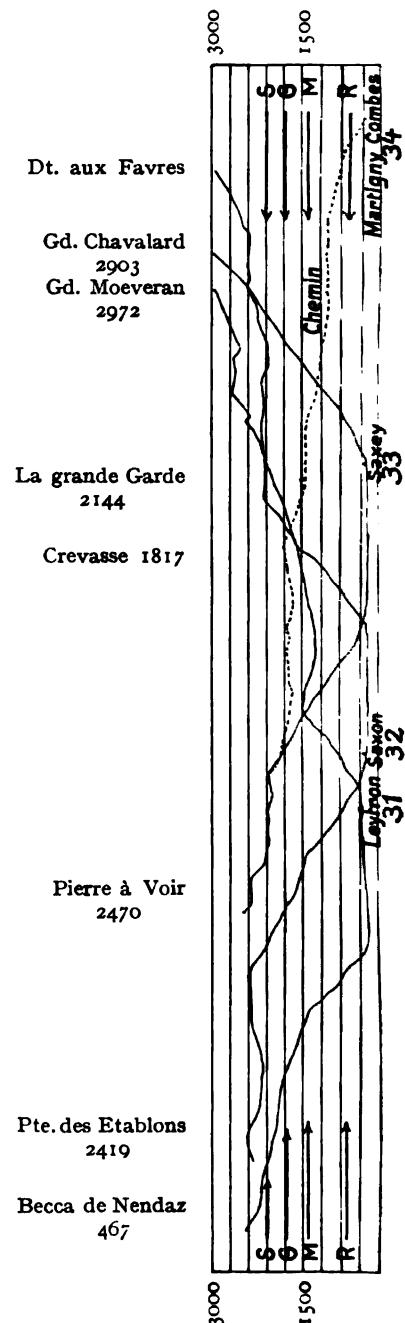
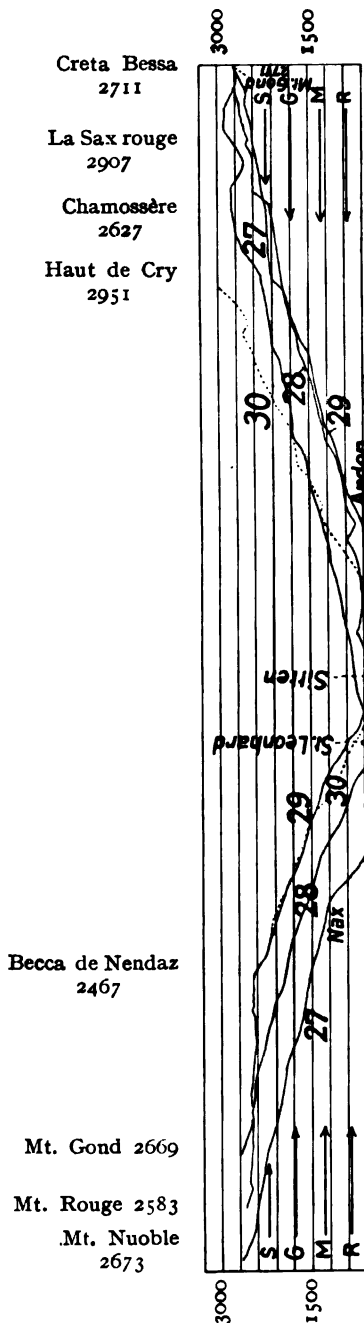
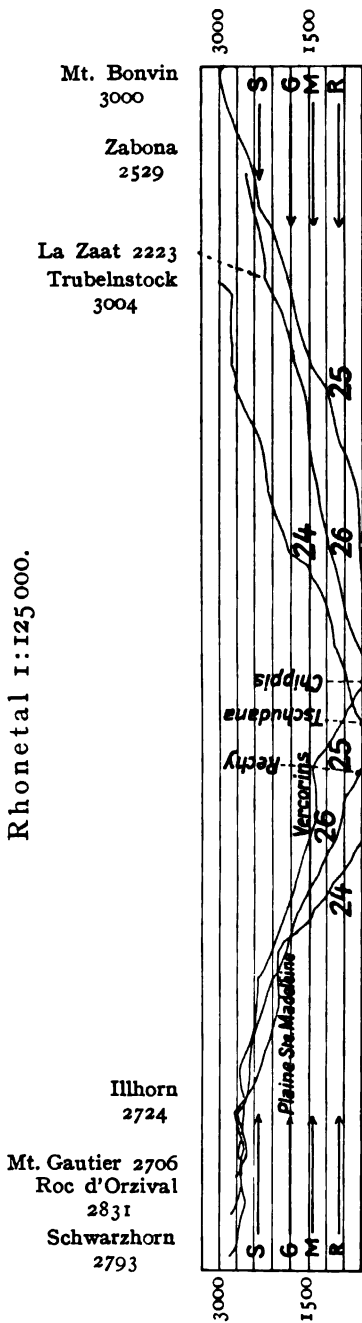


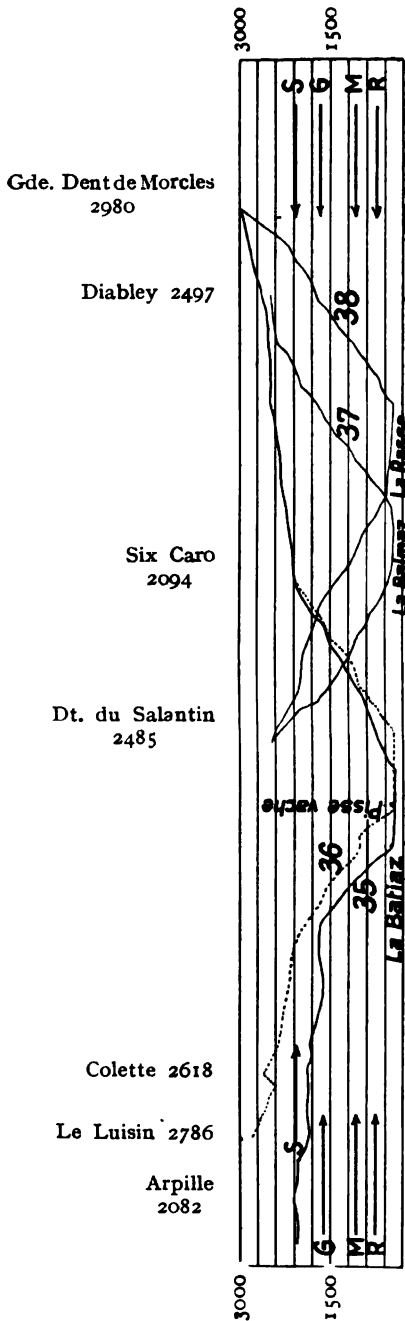
Rhonetal 1:125 000.





Rhonetal 1:125 000.



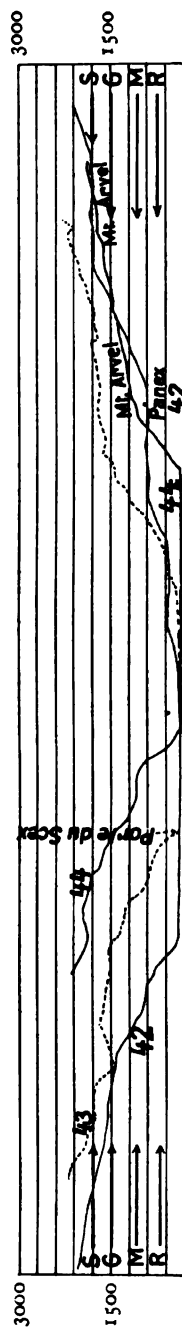


Chamossaire
2118
Malatraix
1932
Tour d'Ai
2334

Grammont
2175

Chambairy
Derray 2209

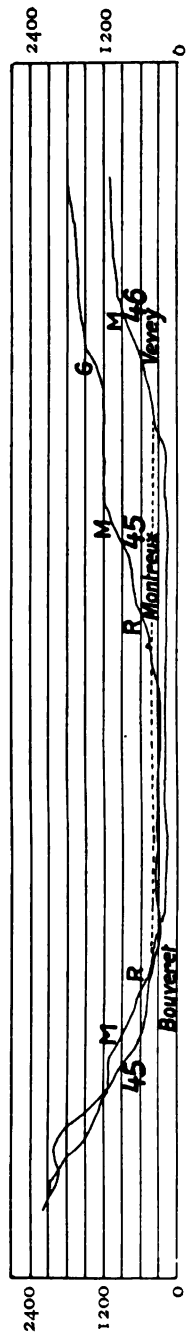
Bellevue
2030



Mt. Pélerin
1084
Mollard 1785

Mt. Cubly
1192

Grammont
2175



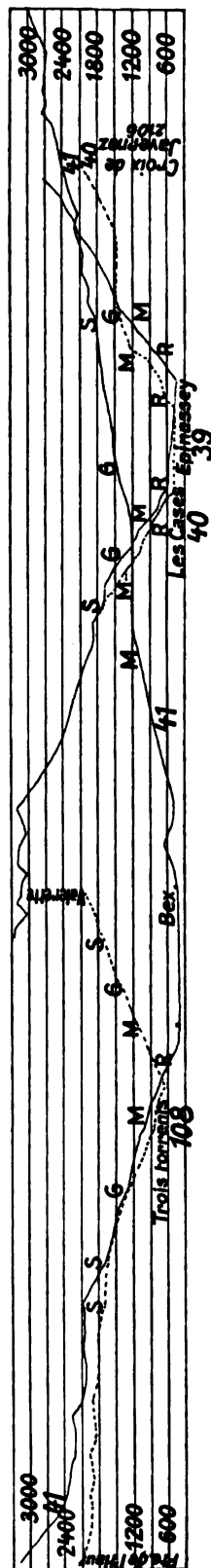
[illegible]

Culant
2798
Roc de Champion
2759
Le Coin 2238

Hte. Cime
3280

Dt. de Valère
2275

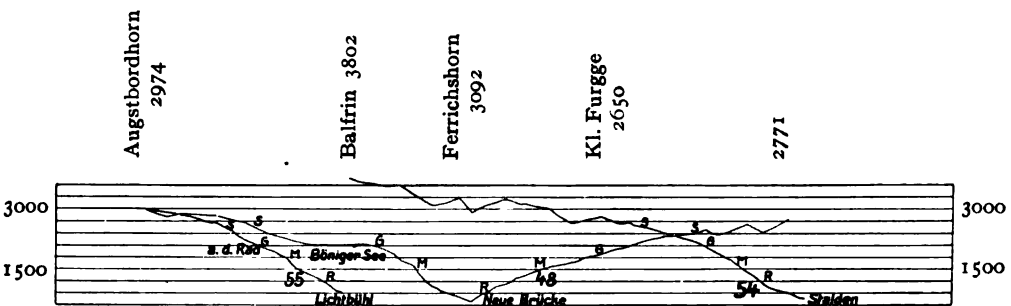
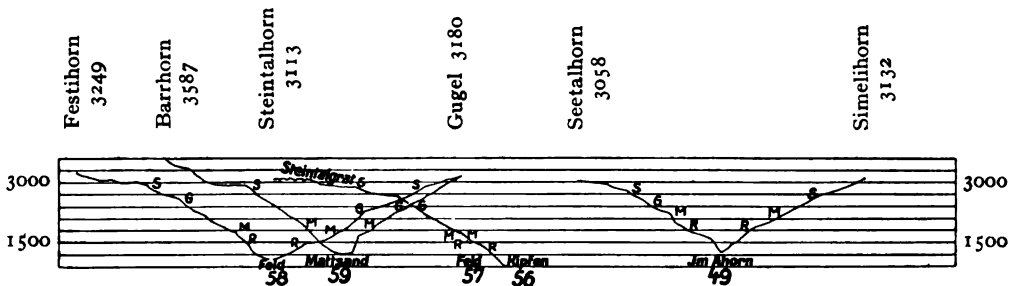
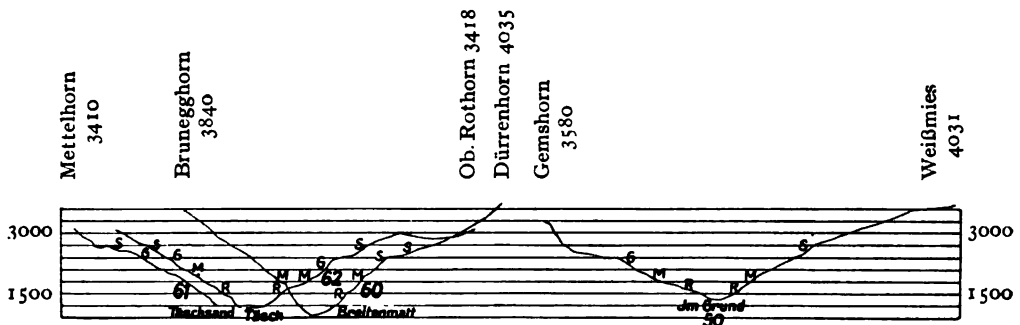
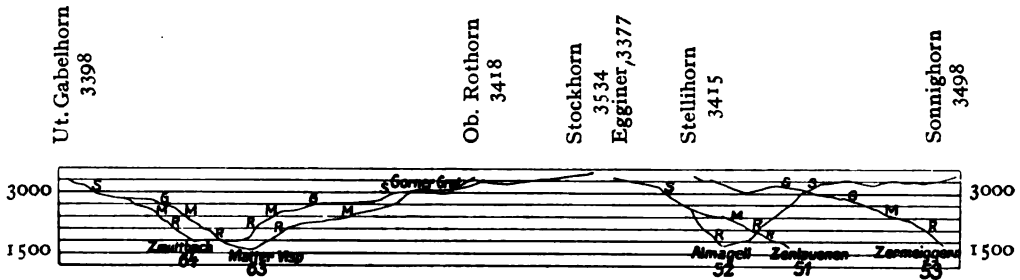
Dent Noire
3180



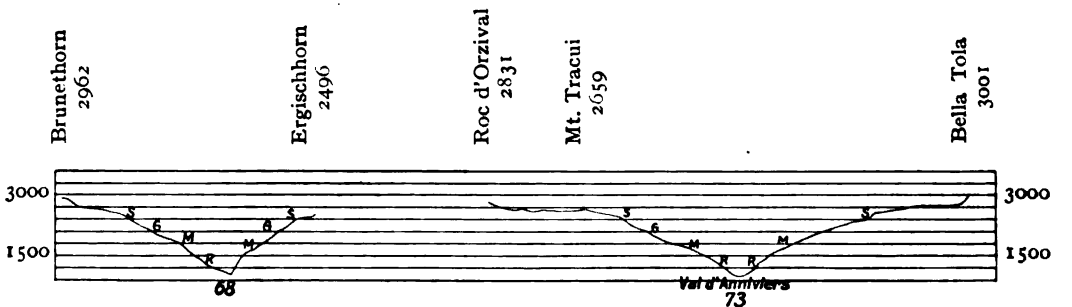
Seitentäler 1:190000.

Nikolai-Tal

Saas-Tal

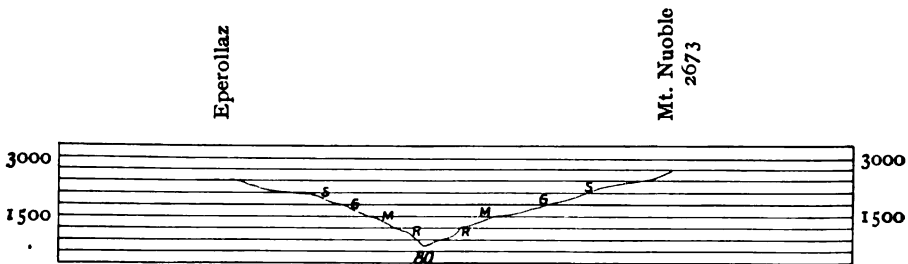
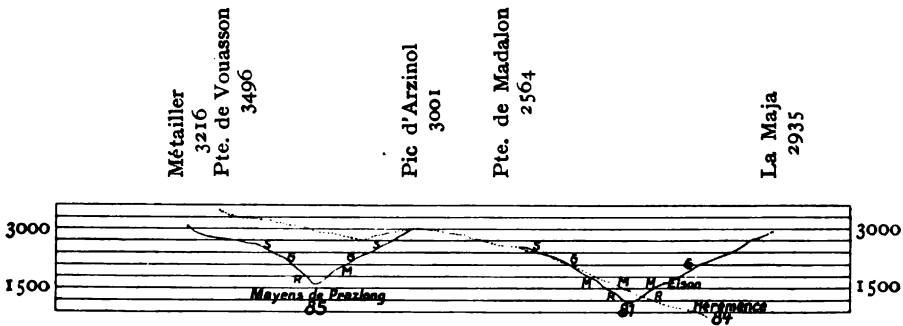
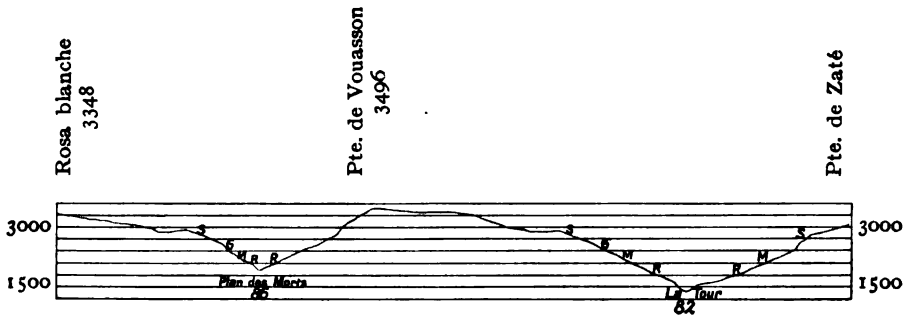
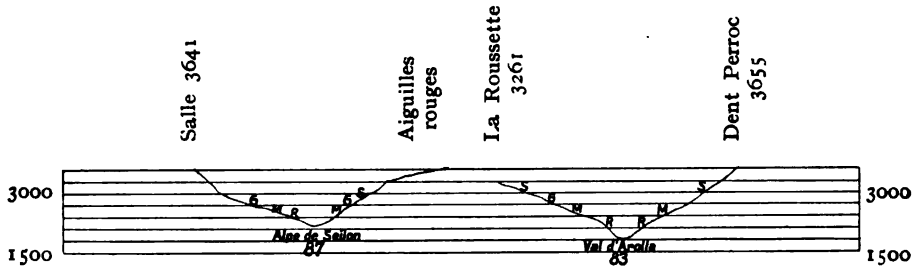


Val d'Anniviers



Val d'Hérémence

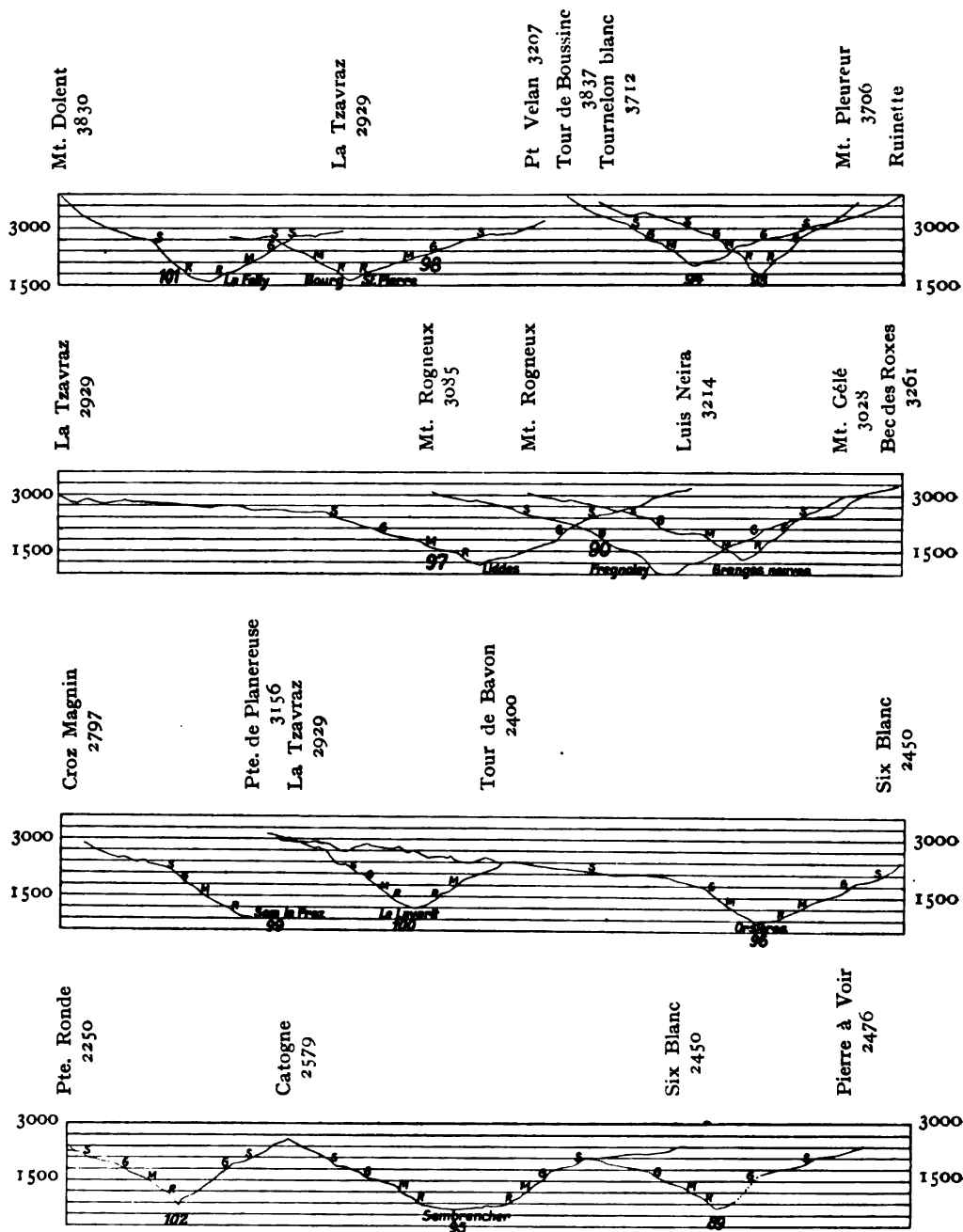
Val d'Hérens



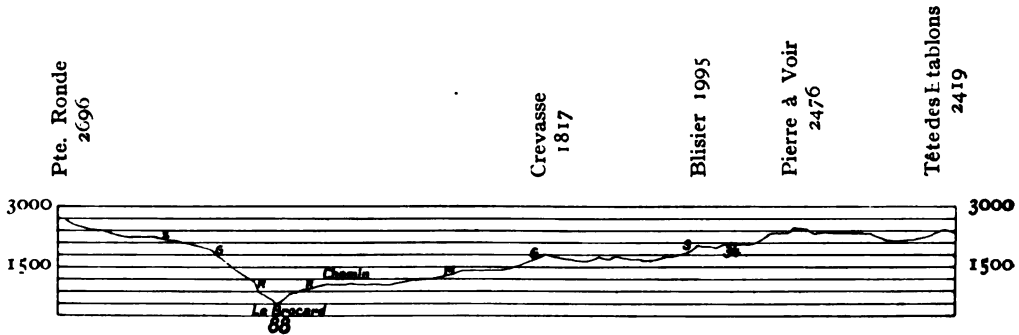
Val Ferrex

Entremont

Val de Bagnes



Unteres Drancetal 1:190 000.



Tal des Col de la Forclaz, Trient-Tal, Val d'Illiez 1:190 000.

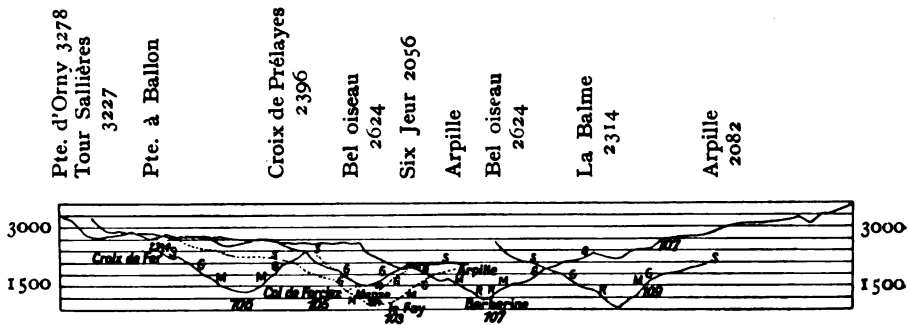


Tabelle I.

Prof.	Schiffgrenze			Günz-Trogrand			Rhonetal			Mindel-Trogrand			Riß-Trogrand			Heutiger Höhen
	links	rechts	Favre	links	rechts	Benachbarte Hochflächen, Rundlinge etc.	links	rechts	Benachbarte Terrassen etc.	links	rechts	Benachbarte Terrassen etc.	links	rechts	Benachbarte Terrassen etc.	
Rhonetal																
1	—	—	2800	—	—	a. d. Galen 2500—2700, Schafberg	2750	2650 ?	—	—	—	—	—	—	—	2436
2	—	2800	2800	—	2500	a. d. Galen 2500—2700, Schafberg	2250	2250	a. d. Bidmern 2343	1990	1920	—	—	—	—	1760
3	2800	2800	2800	—	—	—	2550	2550	—	—	2400	—	—	—	—	2164
4	2700	2800	2800	2460	2460	Falkenriedhof	2040	2160	Blas-Alp	1700	1750	—	—	—	—	1410
5	2800	2750	2700	—	2460	Schönmattenstock 2481 ¹⁾	2100	2100	Ulricher Galen ²⁾	1650	1650	Nessel 1711	—	—	—	1370
6	2750	2640	2700	2400	2400	bei den Seewji 2506	2100	2100	Schönmatten	1700	1700	—	—	—	—	1350
7	—	2700	—	2400	2400	Kl. Kastlen 2577	2040	—	—	1620	1620	—	—	—	—	1340
8	2750	—	—	2460	2340	Mannliboden 2420, Schafberg	2040	2100	—	—	1600	—	—	—	—	1330
9	2760	2800	—	—	2400	Hohegg	2040	2040	Salzgeben	1600	1540	—	—	—	—	1320
10	2760	2760	—	2400	2340	Aernergalen, Faulhorn ³⁾	2040	2000	Richinen	1560	1600	Bellwald	—	—	—	1280
11	2640	—	—	2300	2400	Gandhorn, Eggerhorn	2000	2000	Im Lerch, b. Schären	1500	1600	Bellwald	—	—	—	1200
12	2640	—	—	2400	2400	"	2000	1900	LaxerAlpe, a. d. Fritt	1350	1350	Eggenalp	—	—	—	1150
13	2700	—	—	2340	—	Eggerhorn, Galvernord	1440	1650	—	—	—	—	—	—	—	1010
14	2640	2700	2700	2300	2340	Moosfluh	1700	1440	Oberried, z'Garten	—	—	—	—	—	—	760
15	2700	2700	—	2300	2340	Riederhorn, Z'Mattalp	1600	1600	Nessel, Resti	—	900	Bschüttler, Birschegg	—	—	—	720
16	2700	2700	—	2340	2340	Belalp, Schönbiel, Fleischboden ⁴⁾	1500	—	Mattenstafel	1050	1050	Birgisch	—	—	—	680
17	2400	2400	—	2040	—	Kohlboden	1500	1440	Menschi, Tannbiel	1050	1050	Mund, Rohrberg	—	—	—	665
18	2540	2400	—	2100	2000	Gebidem, Kl. Gratsee	1500	1560	Zenegen, Raaft	1100	1100	z'Grächen ⁵⁾	—	—	—	645
19	2600	2400	—	1860	1900	Böniger See, Rote Kuh	1500	—	—	1050	1050	Unterbach ⁶⁾	—	—	—	640
20	2340	2400	—	1980	1860	Eggstafel	1500	—	Laden, Tatz	—	—	—	—	—	—	640
21	—	2400	—	—	1750	—	—	—	Obermatten, Thuren	900	—	Schwingiboden	—	—	—	635
22	2500	2340	—	1950	2100	Guggerhubel, Oberalp	1440	1440	Obermeschler	1100	1050	Ergisch, Unterems ⁷⁾	—	—	—	635
23	2500	2460	—	1860	1860	Plaine Ste. Madelaine, Varneralp	1440	1500	—	900	960	Briey dessus	—	—	—	560
24	—	2220	2030	2000	1740	Nonsey, April ⁸⁾	1440	1500	Vecorins	900	800	Montans, Lens	—	—	—	535
25	2340	2340	—	1740	1740	Combire	—	1500	Etangs de Lens	900	800	Arbaz	—	—	—	510
26	2300	2200	2030	1740	1740	La Dent, Clos de Guidoux	1200	1260	Nax	840	900	Savière, Veissonnaz	—	—	—	498
27	2250	2100	—	1900	1800	Trabantaz, Mayens de Deylong	1350	1260	les Combes	900	800	Nendaz, Aven	—	—	—	486
28	2100	2100	—	1800	1800	Chateau plan, Garde Bisce	1350	1300	—	800	800	Plan Fey	—	—	—	478
29	—	2100	—	1760	1720	Les Traconets	1400	1350	Ardevaz	800	800	Iserables	—	—	—	476
30	2160	2100	—	1800	—	Plan de la Jeur	1400	1400	—	800	800	—	—	—	—	474
31	2160	2100	—	1800	1800	Etablons	1440	1560	—	800	800	—	—	—	—	468
32	2100	—	—	1600	1800	—	1350	1300	Cour de Lune	800	—	Buitona	—	—	—	467
33	2100	—	—	1800	—	Blisier-l'Aroley	1400	—	Le Planard	800	—	Chemin	—	—	—	—
34	2100	—	—	1650	1500	Arpille, Jeur brûlé	1260	1260	Gottreux	750	750	—	—	—	—	460
35	2100	2100	1995	1650	1500	—	1050	1100	Granges, le Champoux	—	—	—	—	—	—	453
36	2100	2100	—	1560	1500	—	1050	1050	—	800	800	—	—	—	—	450
37	2080	2000	—	1650	1600	Pacoteires	1000	1050	—	700	700	—	—	—	—	440
38	2000	2100	—	1650	1700	Sur le Coeur, P'te. du Bezery	1100	1100	Mex	700	700	—	—	—	—	440
39	1900	2100	—	1500	1500	Planey	—	—	—	—	—	—	—	—	—	432

40	1900	2100	1400	1500	la Rosseline	1260	1140	700	700	410
41	—	2000	1500	1500	le Tervet, Chaux d'enhaut ⁹⁾	1100	1200	700	—	398
42	1800	1800	1400	1400	Gottaz	900	500	600	—	387
43	1800	1800	1500	1440	Au Cornat, Prélaginaz	1200	1100	750	600	382
44	1800	1700	1500	1440	L'Echarpe, Collicaux cerfs, Soladier	1050	1050	—	—	380
45	—	—	—	1500	—	1050	1200	650	700	248 ¹¹⁾
46	—	—	—	—	—	1100	1100	700	500	150 ¹¹⁾
Visptal										
Saas-Tal										
53	3150	—	—	2850	—	2300	—	1950	—	1710
52	3200	3200	—	—	3000	—	2300	2000	2000	Furgstalden. Kapf
51	3200	—	—	—	—	2400	—	1950	—	1650
50	—	3100	—	2700	Mellig, Sengfluh, Triftgrätli	2250	2300	1900	1900	1580
49	2800	2700(?)	—	2600	Sattel, Kuhboden	2250	2300	1650	1800	1560
Nikolai-Tal										
64	3200	3140	3000	2800	2800	2600	2600	2200	2200	1800
63	3200	3140	—	2800	Rothenboden und Gornegrat ¹³⁾	2500	2500	2100	2100	1620
62	2900	2900	—	2550	Rothenboden (beim Rothorn) ¹⁴⁾	2160	2160	1900	1860	1440
61	2900	—	—	—	Sattel	2200	—	—	—	1440
60	—	2900	—	2700	Kl. Kastel, Galen	2200	2200	1800	1700	1270
59	2900	2900	—	2460	(Distelberg-Grat. ¹⁶⁾	1950	1950	1500	1500	1230
58	2900	2900	—	2500	In der Festi	1800	1800	1350	—	1100
57	2850	—	—	2400	—	—	—	1350	—	1060
56	2700	—	—	2400	—	1700	—	1350	—	910
55	2600	—	—	2200	—	1800	—	1200	—	870
54	2650	—	2600	2160	Hannigalp	1700	—	1200	—	750
Unteres Visp-Tal										
48	2400	2500	2160	2000	Bönigersee, Töbel-Alpe	1650	1600	—	1100	680 ¹⁹⁾
Lötschen-Tal										
65	2850	2800	2500	2550	—	2300	2100	1860	2000	1680
66	—	2700	2250	2250	—	1950	1950	—	—	1520
67	2500	2550	2100	2300	Kühmattenwänge	1800	1900	—	1650	1290 ²⁰⁾

¹⁾ und Kühnallnollen 2449, Bochtenhorn 2461. ²⁾ und Kälbermatten, Schönmaten. ³⁾ (Schweifengrat). ⁴⁾ und Saerrück. ⁵⁾ und Mühllacker. ⁶⁾ und Karner Kuppe. ⁷⁾ und Erschmatt. ⁸⁾ und Plateau du Mt. Tubang, Alpe Zigeroula. ⁹⁾ und à la Croix. ¹⁰⁾ Oberfläche des Sees 377. ¹¹⁾ Seeboden. ¹²⁾ und Galgeren. ¹³⁾ und Moritzloch. ¹⁴⁾ und Rizzengrat. ¹⁵⁾ und Scheidbalm, Seemattje. ¹⁶⁾ und Hauptgrat (Wasenhorn). ¹⁷⁾ und Abschlacht. ¹⁸⁾ und Töpel. ¹⁹⁾ Mündung 650. ²⁰⁾ Mündung 635.

Tabelle I (Fortsetzung)

Profil N.	Schiffgrenze		Günz-Trogrand		Mindel-Trogrand		Riß-Trogrand		Höhen in Metern	
	links	rechts	Favre	links	rechts	Benachbarte Hochflächen, Rundlinge etc.	links	rechts		Benachbarte Terrassen etc.
Turtmann-Tal										
72	—	3000			2760	2760		2400	2400	Brändjalp, Ritzen
71	3000	3000			2760	2700		2550	2400	
70	2850	2850			2550	2550		2250	2250	
69	2760	—			2360	2000	Kühmatten	2200	2200	
68	2500	2400			2100	2100	Ob. Griebjenen	1800	1800	
Eifischtal (Val d'Anniviers)										
79	—	3100			—	2900		2700	2700	Grimentz, Ayer La Zorzière Painsec, St. Luc.
78	—	—			—	—		2600	2640	
77	—	2800			2600	2600	Roc de la Vache	2250	—	
76	2800	2800			2600	2600		2200	2200	
75	—	—			2400	—	Pte. de Zirouc, Navasacca	1800	—	
74	2600	2500			2200	2100	langer Zug v. Almen an der Ostseite	1800	1800	Y Boisse
73	2460	2400			2100	—	(d. Roc d'Orzival u. d. Mt. Tracuit ²⁾)	1700	1700	
Eringer Täler										
Val d'Hérémence										
87	—	3000			2800	2850		2600	2600	Mauquai blanc
86	2900	—			2600	—		2300	—	
85	2650	2600			2250	2250	Alpe de Noveli	—	2000	
Val d'Hérens										
83	3100	3100			2850	—	Mt. Ritzen	2550	2550	Alpe de Praz gras ⁴⁾ Villa, la Sage ⁵⁾
82	2900	2800			2550	2600		2300	2250	
81	2500	—			2100	2100	Alpe Cotter, Alpe de Ventiles ⁷⁾	1700	1700	Ayer, St. Martin Hérémence
84	2550	—			2100	—	Mt. Sepney	1600	—	
80	2040	2200			1800	1800	Thyon	1440	1500	
Drance-Tal										
Val de Bagnes										
94	3150	3100			2850	2700 ⁹⁾		2600	2550	Boussinc (Giétraz, la Linz ¹⁰⁾)
93	3150	—	2930		2850	2800	Roc de Corbassière	2600	—	
91	2550	2550			2400	2250	Sortey	2000	—	

90	2600	—	2400	2000 2100	Alpe de Valseret, Servais	1600 1700	Proz Mitzau	—	1200	Plenaz Jeux	930
89	2100	2100		1800 1800	le Chateau	1350	—	1050	—	Borna Vaux	800
88	2200	2100		1950 1800	Albase	—	1400	1160	1050	Chemin	630 ¹¹⁾
Val d'Entremont											
98	2800	2850	2700	—	2500	Tête de Bois, Pte. Penna	2300 2250	1900	1900		1570
97	2550	2550		2100	2100	Plan devant, le Coeur, Verdette	1740	1440	—	la Nörd ¹⁴⁾	1150
96	2160	2160		1740	1900	Longa becca, les Planards	1400	1050	1050	Motaquiez	900
95	2100	2100		1740	1740	Catogne, Larsey	1400	1050	1050	la Rosière	708
Val Ferrex											
101	2850	2700(?)		—	2550		—	1900	1860	sur la Lix	1600
100	2340	2400		2100	—		1800	1600	1600		1220
99	2250	—		1950	—		1650	1200	—	la Deuvaz	900
Val du Durnant											
102	2250	2100		1900	1950	Bovine, Plan la Jeur	1600	1100	1050	Les Assets ¹⁵⁾	750
Tal vom Col de la Forclaz											
105	2340	2100		1900	1800	Prélaves	—	—	—		—
104	2340	2100		1900	1700		1500	1500	—		—
103	2250	2100		1700	1800		1300	1300	—		—
Trient-Tal											
107	?	2300		2000	1950	Tête à Guet, la Balme	1700	1350	1400		1120
106	2400	2340		2100	2100	Vannelot	1700	—	—		1350
109	2100	2100		1800	1800	Trouz à l'Aigle	—	1350	1200	Itroz, Finhaut	900
Val d'Iliez											
108	1800	1800		1500	1500	Savotayre, Champs longs, Valerette	—	—	—		—

1) Mündung 638. 2) und Garbula Tignansa. 3) Mündung 535. 4) und Zarnime. 5) und A. de Niva. 6) und Getty Forclaz. 7) und Alpe d'Arinol. 8) und Vernamiège. 9) Mündung 493. 10) und Pierre à vire. 11) und A. de la Lys. 12) Mündung 460. 13) Plans sades, Forgnon. 14) Champedonne. 15) Plan de l'eau.

Tabelle II. Gefälle der 4 Trogränder.

I. Rhonetal

	Gletsch bis Reckingen 13 km	Reckingen bis Mühlbach 10 km	Mühlbach bis Brieg 17 km	Brieg bis Raron 15 km	Raron bis Chippis 20 km	Chippis bis Ardon 25 km	Ardon bis Martigny 17 km	Martigny bis St. Maurice 11 km	St. Maurice bis Vevey 30 km
	m	m	m	m	m	m	m	m	m
links	50	4	110	11	60	3	360	24	0
Schliffgrenze rechts	—	—	—	—	—	—	—	—	—
links	—	—	60	6	360	24	360	24	—
Günztrog Mitte	180	14	180	18	180	11	210	14	—
rechts	160	12	0	—	60	3	360	24	—
links	150	11	100	10	400	24	100	7	—
Mindeltrog Mitte	100	8	100	10	480	28	120	8	—
rechts	150	11	100	10	400	24	—	—	—
links	370	28	120	12	—	—	—	—	—
Rißtrog Mitte	400	31	150	15	400	24	100	7	—
rechts	300	23	20	2	—	—	—	—	—
Talsohle	1100	85	200	20	470	28	40	3	1

3. Lötschental

2. Tal der Visp

	Saas-Tal			Nikolai-Tal			Unterstes Visptal			Vorsass	Blatten	Walfahrt
	Mittelgrat bis Im Grund 4 km	Im Grund Im Ahorn 8 km	Im Ahorn bis Stalden 5 km	Zermatt bis Täsch 8 km	Täsch Mattmand 9 km	Mattmand bis St. Niklaus 4.5 km	St. Niklaus bis Stalden 6.5 km	Salden bis Neuebrücke 2.5 km	Neuebrücke bis Mündung 4.5 km	bis Blatten 2.5 km	bis Walfahrt 6 km	bis Mündung 8 km
Schliffgrenze	25 0/00	37 0/00	30 0/00	32 0/00	—	—	38 0/00	80 0/00	50 0/00	60 0/00	30 0/00	36 0/00
Günztrog	80 "	10 "	96 "	30 "	20 0/00	27 0/00	37 "	24 "	30 "	96 "	15 "	30 "
Mindeltrog	25 "	20 "	110 "	36 "	40 "	53 "	28 "	24 "	27 "	120 "	16 "	64 "
Rißtrog	25 "	20 "	80 "	37 "	20 "	40 "	60 "	28 "	20 "	120 "	16 "	75 "
Talsohle	40 "	35 "	108 "	45 "	33 "	29 "	53 "	28 "	11 "	64 "	38 "	82 "

4. Turtmantal 5. Val d'Anniviers 6. Val d'Hérens

	Gletscher bis Meiden 4 km	Meiden bis Vollensteig 5 km	Vollensteig bis Ergischhorn 3 km	Ergischhorn bis Mündung 3 km	Gletscher bis Barma 4,5 km	Barma bis Mission 8 km	Mission bis Profil 73 5 km	Profil 73 bis Mündung 6 km	Profil 83 bis Profil 84 6 km	Profil 84 bis Profil 80 2 km	Profil 80 bis Mündung 5 km
Schliffgrenze	38 0/00	20 0/00	80 0/00	—	70 0/00	12 0/00	48 0/00	80 0/00	42 0/00	28 0/00	—
Günztrog	50 "	44 "	100 "	95 0/00	45 "	37 "	48 "	80 "	60 "	46 "	25 0/00
Mindeltrog	48 "	18 "	150 "	160 "	100 "	52 "	28 "	80 "	22 "	60 "	70 "
Rißtrog	40 "	52 "	120 "	170 "	120 "	42 "	60 "	80 "	90 "	44 "	70 "
Talsole	70 "	58 "	160 "	130 "	90 "	51 "	60 "	72 "	—	—	—

7. Drancètal

	Val de Bagnes		Entremont		Val Ferrex		Unteres Drancètal	
	Profil 94 bis 91 12 km	Profil 91 bis 89 9 km	Profil 98 bis 97 6 km	Profil 97 bis 95 9 km	Profil 101 bis 100 5,5 km	Profil 100 bis 99 (96) 4,5 km	Profil 89 bis 88 11 km	Profil 88 bis Mündung 3 km
Schliffgrenze	50 0/00	50 0/00	42 0/00	50 0/00	80 0/00	45 0/00	0 0/00	0 0/00
Günztrog	42 "	44 "	90 "	33 "	90 "	53 "	18 "	100 "
Mindeltrog	35 "	67 "	125 "	10 "	70 "	62 "	5 "	140 "
Rißtrog	58 "	62 "	130 "	13 "	55 "	87 "	10 "	120 "
Talsole	58 "	55 "	110 "	21 "	70 "	70 "	15 "	57 "

Kleinere Mitteilungen.

Abschluß der Vermessung des Suldenerferners. Bei der im August 1906 durchgeführten Neuvermessung des Suldenerferners, über welche Herr Professor Dr. S. Finsterwalder in dieser Zeitschrift¹⁾ berichtet hat, waren einige kleine Lücken geblieben, deren Ausfüllung im gleichen Jahre teils wegen Mangel an Zeit, teils infolge touristischer Schwierigkeiten nicht mehr möglich war. Das noch fehlende nachzuholen, fanden sich im August 1907 die Herren Professor Dr. S. Finsterwalder, L. Distel, L. Heis, Dr. M. Lagally, Dr. W. Scheufele, sämtliche aus München, welche größtenteils bereits an der erwähnten Vermessung teilgenommen hatten, auf der Schaubachhütte ein.

Nachdem die trigonometrischen Punkte der vorjährigen Vermessung mit Signalen bezeichnet waren, begannen die photogrammetrischen Arbeiten, bei welchen wir uns desselben Phototheodolits bedienten wie im Vorjahre und mit gleich gutem Erfolg. Unsere erste und wichtigste Aufgabe war, das auf der Südseite des Ortler gelegene, von Zebbru, Hochjochgrat, Ortler und hinterem Grat umschlossene Firnfeld, das Nährgebiet des Ortlerzuflusses, genauer aufzunehmen, als das im Vorjahre geschehen war. Diesem Zwecke diente eine dreitägige Expedition auf das Ortlerhochjoch und den Zebbru, bei welcher den als vorzügliche Alpinisten bekannten Herren Distel und Heis die touristische Leitung zufiel. Während wir bei diesem Unternehmen von ausgezeichnetem Wetter begünstigt waren und durch zahlreiche photogrammetrische Aufnahmen vom Hochjoch und Zebbru aus das Firnfeld des Ortlerzuflusses und die gegenüberliegenden Wände und Eistrinnen vollständig festlegen konnten, hielt uns nach unserer Rückkehr zur Schaubachhütte nebliges Wetter und Neuschnee längere Zeit von größeren Unternehmungen ab. Während dieser Tage maßen wir unter anderem die Bewegung der im letzten Jahre gelegten Steinlinie; außerdem machten wir Höhenmessungen mittels eines neuen Mikroskoptheodolits von G. Heyde. Beim Wiedereintreten guten Wetters gelang es uns noch, die Firnmulde bei der Halleischen Hütte und den von hier aus zur Königsspitze ziehenden Grat in ausreichender Weise zu photographieren. Die Standpunkte, welche ebenso wie die auf dem Hochjoch und Zebbru rückwärts eingeschnitten wurden, wählten wir auf den Gipfeln der Eisseespitze, der Suldenspitze und des Schrötterhorns. Hiermit waren die Feldarbeiten im wesentlichen beendet, die Zunge und das Firnfeld des Suldenerferners aufgenommen; schlecht bestimmt bleibt nur eine zwischen Königsspitze und Zebbru gelegene kleine Firnnische; allein die Mühen und objektiven Gefahren, welche eine genauere

¹⁾ I S. 302. Vgl. zum folgenden die in dieser Zeitschrift Bd. I S. 295 publizierte Kartenskizze des Suldenerferners.

Vermessung derselben mit sich brächte, stünden zu dem möglicherweise zu Erreichenden in keinem rechten Verhältnis.

Der Anblick des Gletschers war im wesentlichen derselbe wie im August 1906; doch konnten wir uns beim Vergleich mit den vorigjährigen Photographien überzeugen, daß das Firnfeld heuer stärker ausgeapert war; war ja auch der Winter 1906/07 im Ortlergebiete außergewöhnlich schneearm, ganz im Gegensatz zu anderen Gebieten, wo, wie in den Tauern und in den nördlichen Voralpen, ganz enorme Mengen von Schnee fielen. Auch bei unseren Touren führte uns die wiederholt auftretende Notwendigkeit, stundenlang Stufen an hochgelegenen, sonst meist schneebedeckten Firnhängen zu schlagen, die ungewöhnlich starke Ausaperung recht handgreiflich vor Augen.

Die Gletscherzunge bot gleichfalls so ziemlich dasselbe Bild wie im Vorjahre; das Zungenende, wiewohl im Rückgang begriffen, war nicht nennenswert von der Stelle gerückt. Gleichwohl drängte sich mehrmals der Eindruck auf, daß die Oberfläche der Zunge wenigstens stellenweise eingesunken sei. Und in der Tat bestätigen die an der Steinlinie gemachten Messungen diese Beobachtung nicht nur, sondern sie präzisieren dieselbe auch. Von zehn im Vorjahre gelegten Steinen konnten heuer sechs wieder aufgefunden und eingemessen werden. Drei davon liegen im mittleren Teil der Gletscherzunge, ein vierter (hydrographisch) weiter links auf der großen Mittelmoräne, welche diesen Teil vom Ortlerzufluß trennt, die letzten beiden auf dem Eise des Ortlerzuflusses selbst. Die Jahresgeschwindigkeiten der vier ersterwähnten Steine betrugen 17,4, 14,2, 14,7, 16,8 m, die der beiden letzten 11,2 und 9,2 m, so daß also der Ortlerzufluß mit einer mittleren Geschwindigkeit von ca. 10 m beträchtlich hinter dem mittleren Teil des Gletschers, der eine durchschnittliche Geschwindigkeit von ca. 16 m hat, zurückbleibt. Auch die trennende Moräne zeigt noch die stärkere Bewegung, es ist jedoch die Bemerkung von Interesse, daß der auf ihr liegende Stein, allein von allen, auch eine nennenswerte seitliche Verschiebung zeigte. Er ist nämlich um 3 m in der Richtung auf den schwindenden Ortlerzufluß hingewandert; dabei erscheint ein Gleiten des Steines infolge der lokalen Verhältnisse ziemlich ausgeschlossen.

Berechnet man ferner den Höhenverlust der Steine im Laufe eines Jahres und vergleicht ihn mit der Höhenabnahme, welche die Vorwärtsbewegung mit dem Gletscher, dessen Neigung in dieser Gegend 13° — 15° beträgt, mit sich bringen muß, so zeigt sich folgendes: die drei mittleren Steine haben ziemlich genau die Höhenlage, welche durch die Bewegung auf geneigter Fläche bedingt ist; die drei äußeren dagegen liegen um zwei, der letzte sogar 3 m tiefer. Diese Zahlen lassen erkennen, daß der mittlere Teil der Gletscherzunge ziemlich stationär ist, der langsamer bewegte Ortlerzufluß aber samt dem trennenden Moränenrücken an Ort und Stelle abschmilzt, indem hier die jährliche Eiszufuhr von der Ablation um 2, bez. 3 m übertroffen wird. Bei der am Rande besonders starken

Ablation mag auch die Nähe der hohen, kahlen, nach Süden und Südosten fallenden Seitenmoräne eine nicht unwesentliche Rolle spielen.

Im August 1906 war auch die tägliche Bewegung einiger Steine bestimmt worden. Zwei davon, die auch heuer wieder eingemessen wurden, ergaben damals im Mittel 7,5 cm pro Tag. Berechnet man ihre mittlere tägliche Bewegung während des abgelaufenen Jahres, so ergeben sich nur 5 cm. Da der Gedanke an eine besonders starke Verlangsamung der Gletscherbewegung im Lauf eines Jahres ohne weiteres von der Hand zu weisen ist, ist wohl der Schluß berechtigt, daß bei der vom Firnfeld schlecht ernährten, nur durch die starke Schuttbedeckung vor raschem Rückgang geschützten Zunge des Suldenferners die Wintergeschwindigkeit beträchtlich geringer ist als die Sommergeschwindigkeit.

Zum Schlusse sei dankend hervorgehoben, daß der Zentralausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins die Vermessung wie im vorigen Jahre, so auch heuer durch pekuniäre Unterstützung gefördert hat.

Kaiserslautern, Dezember 1907.

Dr. Max Lagally.

Gletscherforschungen in den südlichen Kalkalpen (Dolomiten). Das Studium der Eisbedeckung in den südlichen Kalkalpen wurde in dem Teil östlich des Etschdurchbruchtales vor einigen Jahren von F. C. Schulz-Hamburg (früher in Erlangen) in Angriff genommen. Das vom klimatologischen Gesichtspunkte zusammengefaßte Arbeitsgebiet erstreckt sich auf das Südtiroler Hochland (Dolomiten), die Venezianer, Karnischen und Julischen Alpen und liegt zu ungefähr gleichen Teilen auf österreichischem und italienischem Boden. Über die Vergletscherung dieser Hochgebirgsgruppen ist wenig bekannt geworden. Abgesehen von einigen auf ungenügendem Kartenmaterial basierenden Notizen E. Richters in seinen „Gletschern der Ostalpen“ (1888) hat in neuerer Zeit O. Marinelli Beobachtungen von Schwankungen an einzelnen hierhergehörenden Gletschern mitgeteilt¹⁾. Durch Schulz wurden im Bereich der österreichischen und italienischen Dolomiten 37 Gletscher von meist kleiner Flächenausdehnung festgestellt²⁾; nur die Eisbedeckung des Marmolatastockes mit etwa 4 km² und der Fradustagletscher in der Pala mit etwa 2 km² weisen größere Dimensionen auf. In den Sommern 1906 und 1907 wurden auf der Vedretta della Marmolata und auf dem Cristallogletscher die im Jahre 1905 gelegten Marken nachgemessen und im ersteren Falle ein durchschnittlicher Rückgang des Gletscherendes um 5,0 m, im zweiten Falle um 4,0 m pro Jahr konstatiert. Durch Steinlinien-Beobachtung wurde ferner festgestellt, daß die Vedretta della Marmolata vom September 1905 bis September 1906 bzw. 1907 eine jährliche Eisbewegung von 24,0 m maximal besaß; für den Cristallogletscher betrug dieser Wert 8,5 m. Auf Grund der bisherigen

¹⁾ Siehe die Berichte der internationalen Gletscherkommission seit 1898.

²⁾ Vgl. diese Zeitschrift 1906, S. 69.

Untersuchungen, die noch fortgesetzt werden sollen, nimmt Schulz die Höhenlage der klimatischen Schneegrenze für das Gebiet der Dolomiten etwa bei 2650 m an; die Verhältnisse liegen jedoch ziemlich kompliziert, da es sich dort meist um Eisgebilde in außerordentlicher orographischer Begünstigung handelt, so daß einzelne Gletscherenden bis 2150 m herabgehen, während andere sich in 2800 m finden. Alle Dolomitengletscher weisen deutliche Kennzeichen längeren kontinuierlichen Rückgangs auf. Ein besonders gutes Argument für die Stetigkeit dieses Rückgangs bildet das Vorhandensein einer Anzahl Photographien des Marmolatagletschers von 1876, 1880, 1889, 1893 und neueren Datums, die erkennen lassen, daß die Vedretta della Marmolata in den letzten 30 Jahren zwar nur wenig, aber ohne Wechsel mit Vorstößen konstant zurückgegangen ist; der Flächenverlust beträgt von 1876 bis 1907 etwa 3—4% der gesamten Eisoberfläche³⁾.

Beobachtungen über Form und Größe der Schneekristalle. Bei Gelegenheit der schwedischen Expedition zur Messung eines Gradbogens auf Spitzbergen 1899/1902 nahm J. Westmann an etwa 400 Schneekristallen Messungen und photographische Aufnahmen vor²⁾. Unterschieden wurden Schneesterne, Plättchen, Prismen, Prismen mit Pyramide, Doppelprismen, Nadeln und Graupeln. Interessant sind vor allem die Abbildungen der in Europa so seltenen Pyramiden und der Doppelprismen. Die Messungen, die meist auf den Photogrammen, z. T. auf der Mattscheibe, vereinzelt auch direkt vorgenommen wurden, ergaben folgende Durchschnittsweite.

Form	Durchmesser, bzw. Durch- messer des Querschnittes mm	Länge mm
Sterne	2.30	—
Plättchen	2.33	—
Große Prismen	2.14	0.34
Kleine Prismen	2.04	0.11
Prismen mit Pyramide	2.15	0.35
Nadeln	2.07	0.72
Graupeln	2.99	—

Die mittlere Dicke der Sterne ergab sich zu 0,08 mm, ihr Gewicht zu 0,1 mg. Der Durchmesser der Sterne entspricht genau dem von Hellmann in Berlin gefundenen; die Plättchen sind dagegen weit größer als die Berliner. Bei Temperaturen über — 20° C sind in Spitzbergen die Sterne häufig, Plättchen und Prismen aber selten, bei Temperaturen unter — 20° dagegen die letzteren häufiger, die ersteren seltener. E. B.

¹⁾ Vorläufigen Mitteilungen des Herrn Dr. F. C. Schulz in Hamburg.

²⁾ Mission scientifique pour la mesure d'un arc de méridien au Spitzberg 1899/1902. Mission suédoise. Tome II, Sect. VIII. Stockholm 1906.

Bibliographie.

Über die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Hefte des laufenden Bandes dieser Zeitschrift S. 76.

Rezente Gletscher.

Außereuropäische Gebiete.

Canada: Felsengebirge. *Canadian Alpine J.* 1 (1907): 138—48. **Vaux.**

Glacier observations. By George Vaux and William S. Vaux. *Mit Karte u. Abb.*

— — *Canadian Alpine J.* 1 (1907): 149—58. **Wheeler.**

Observations of the Yoho Glacier. By A. O. Wheeler. *Mit Karten u. Abb.*

— —

The Selkirk Range. By A. O. Wheeler, F. R. G. S. Vol. I. 459 S. 80. Vol. II (Maps, Diagrams and Plates). Ottawa, Government Printing Bureau, 1905. *Mit vielen Abb. nach Photographien u. Karten.*

[Gibt eine Schilderung der Aufnahme der Selkirkkette, die auf photogrammetrischem Wege 1901/02 erfolgte, dann eine Darlegung der früheren Aufnahmen und der touristischen Erschließung des Gebietes. Beobachtungen über die Gletscher, die von der Station Glacier House der kanadischen Pazifikbahn leicht zu erreichen sind, werden gelegentlich mitgeteilt. Wertvoll ist die große Karte des Gebietes (siehe unten). E. B.]

— —

Wheeler, Bridgland.

Departement of the Interior, Canada. Topographical Map of part of the Selkirk Range, British Columbia, adjacent to the Canadian Pacific Railway. From Photographic Surveys by Arthur O. Wheeler, F. R. G. S., assisted by H. G. Wheeler and M. P. Bridgland, R. A. Published by the Authority of the Hon. Frank Oliver, Minister of the Interior. Topographical Survey Branch. Ottawa, June 15th 1906. E. Deville, Surveyor General of Dominion Land.

[Die auch dem eben genannten Buch von Wheeler beigegebene sehr wertvolle Karte des Teiles der Selkirk Range, der der kanadischen Pazifikbahn benachbart ist, in 4 großen Blättern im Maßstab 1 : 60000; Äquidistanz 100 Fuß. Gelände in braunen Isohypsen mit brauner Schummerung, Gletscher in blauen Isohypsen mit blauer Schummerung. E. B.]

Polares Treibels: Orkney. *Z. Ges. f. Erdkunde (Berlin)* **Mecking, Krümmel.**
1907: 173—76, 473.

Eisberge bei den Orkney-Inseln im Jahre 1836? Von Dr. L. Mecking in Berlin.

Eisberge bei den Orkney-Inseln im Jahre 1836? Von Prof. Dr. O. Krümmel in Kiel.

[Das Logbuch S. M. S. Cove, unter dem Kommando von Kapt. James Clark Ross, enthält nach einer Mitteilung des Marine-Superintendenten des Meteorological Office in London Kapt. C. Hepworth an Prof. Krümmel in der Tat unter dem 14. Januar 1836 in 60° 55' n. Br. und 5° 50' w. L. die Eintragung, daß zwei Eisberge beobachtet wurden. Die Stelle liegt 40 Seemeilen südöstlich von Suderö (Färöer) und 130 Seemeilen nordwestlich der Orkney-Inseln. Damit erweisen sich die mehrfach geäußerten Zweifel als hinfällig und wir haben jene Stelle als die südöstlichste anzuerkennen, an der Treibeis gesichtet wurde. E. B.]

Nordpolarregion.**Fleming.**

The Ziegler Polar Expedition, 1903—1905: Anthony Fiala Commander. Scientific results, obtained under the direction of William J. Peters. Edited by John A. Fleming. Washington, D. C., 1907. 630 S. 8°. *Mit Karten u. Abb.*

Quartäre Eiszeit.**Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.****Europa.****Alpen: Krain.***M. h. k. g. Ges. Wien* 50 (1907): 49—50.**Lucerna.**

Bemerkung zum Glazialdiluvium des Vellachtales. Von Dr. R. Lucerna.

[Wendet sich gegen einzelne Resultate von Heritsch (s. Z. f. Gl. I. S. 155). E. B.]

Karpathen.*M. h. k. g. Ges. Wien* 50 (1907): 312—24.**Hanslik.**

Die Eiszeit in den Schlesischen Beskiden. Von Dr. Erwin Hanslik (Bielitz).

[Behandelt die Grenze des nordischen Eises, das in dem Weichseltrichter bei Ustron den Gebirgsfuß direkt berührt hat, und die Schotterterrassen im Bereich der obersten Weichsel. Die Beskiden selbst haben keine Gletscher getragen, mit Ausnahme der Babiagura (1725 m), die einen kleinen Kargletscher an ihrer Nordwestseite besaß. E. B.]

Skandinavien.*Z. Ges. f. Erdkunde (Berlin)* 1907: 27—43, 87—101.**Werth.**

Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Von Dr. Emil Werth in Berlin.

[Verf. schildert, z. T. nach eigenen Beobachtungen, die „Fjärd“- und Seenlandschaft Schwedens sowie die glazialen Oberflächenformen Dänemarks. Er hebt hervor, wie durchweg ein radiales Rinnensystem zu erkennen ist, das sich in den Tälern, in den Rundbuckeln, in den Seen und Fjården scharf ausprägt. Dasselbe ist, wie er an einzelnen Beispielen zeigte, unabhängig von präexistierenden Kluftsysteinen des felsigen Untergrundes. Die Rinnen steigen dabei zu einem guten Teil nach außen, also gegen die Randgebiete des Inlandeises an. Der Zusammenhang dieser — übrigens aus Schweden und Finnland schon lange bekannten — Rinnensysteme mit der Vergletscherung ist zweifellos. Der Verfasser möchte sie jedoch nicht auf Eiserosion, sondern auf die Wirkung subglazialer Gewässer zurückführen. Diese sollen, unter dem hohen Druck des darüber lastenden Eises stehend, z. T. bergauf geflossen und hierbei die Rinnen, bergauf fließend, erodiert haben. Der Vorgang ist wohl physikalisch unmöglich. Denn wenn unter dem Inlandeis Wasser zirkulieren konnte, so war der Druck hier so gering, daß auch Spalten hier vom Boden bis zur Oberfläche bestehen konnten. Dieses Spaltensystem konnte sich also mit Wasser füllen, das dann über den niedrigsten Punkt überfloß, wobei es am Boden des die Spalten seenartig erfüllenden Wassers nicht zu raschen Bewegungen kommen konnte. War aber der Druck von Eismassen so groß, daß keine Spalten offen bleiben konnten, dann fehlte auch die Möglichkeit für eine irgend nennenswerte subglaziale Wasserzirkulation. Wener- und Wettersee erklärt übrigens der Verf. durch glaziale Ausräumung in die Tiefe gesunkener jüngerer weicher Schichten. E. B.]

Island.*Z. Ges. f. Erdkunde (Berlin)* 1907: 597—621.**Pjetursson.**

Einige Ergebnisse seiner Reise in Süd-Island im Sommer 1906. Von Dr. Helgi Pjetursson in Reykjavik. *Mit 2 Abb.*

[Verf. schildert Schichtstörungen des Tuffsandsteines, die er auf Gletscherschub zurückführen möchte, ferner Gletscherlauf-Sedimente im Bereich des Mýrdalls-Sandur. In der früher für tertiär und vulkanisch gehaltenen Palagonit- oder Breccienformation möchte er dagegen nicht, wie jetzt Thoroddsen, Gletscherlaufsedimente, also vulkanoglaziale Bildungen sehen; es handelt sich vielmehr um echte verfestigte Altmoränen, wie Verf. schon mehrfach dargelegt hat. Die Wechsellagerung dieser Altmoränen mit Basalten läßt sich zum großen Teil sicher nicht auf Gletscherläufe zurückführen; denn auf der Altmoräne liegt oft wohlgeschichtetes konglomeriertes Geröll (z. B. in Berghylsfjall) und erst darüber folgt die Basaltdecke. Verf. schließt daher aus den stratigraphischen Verhältnissen der Altmoränen auf mehrere Gletscherschwankungen, Zeiten großen Gletscherstandes, die durch Interglazial- oder wohl auch, z. T. nur durch Interstadialzeiten getrennt waren. Diesen Zwischenzeiten gehören die Lavaströme meist an. Mollusken, die mit den Moränen des Breidamerkur-Jökull ausgestoßen werden, machen es wahrscheinlich, daß in Island ähnlich wie in Skandinavien eine postglaziale Wärmezeit existierte. Die Basalttafel von Esja bei Reykjavik ist nicht tertiär, sondern pleistocän. Denn der Basalt wechsellagert mehrfach mit typischer Moräne; Verf. möchte in diesen Moränen die ältesten Glazialbildungen, etwa entsprechend denen der Günz-Eiszeit in den Alpen, sehen. E. B.]

— *Globus* 98 (1908): 181—5

Spethmann.

Dr. von Knebel's † Islandexpedition im Sommer 1907. Von Hans Spethmann.

[An eiszeitlichen Mitteilungen enthält der Aufsatz die Auffindung einer ausgedehnten Grundmoränenlandschaft südlich des Myvatn, die von einem hufeisenförmigen Endmoränenbogen umspannt wird. Auf dem alleinstehenden Klotz des Jellandafjall wurden N—S orientierte Gletscherschrammen und zahlreiche Rundhöcker beobachtet, Kritzen in der gleichen Richtung auch parallel zum Tal des Skalfandafjot konstatiert. Der Eyafjord ist tektonisch angelegt und glazial umgestaltet. H. S.]

Geschichte des Klimas und vorquartäre Eiszeiten.

Paläoklimatologie. *Z. Ges. f. Erdkunde (Berlin)* 1906: 533—53.

Frech.

Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit II. Von Prof. Dr. Fritz Frech in Breslau.

[Behandelt auch die Einheitlichkeit der Eiszeit, für die die geographische Verbreitung der quartären Säugetiere sprechen soll, den Eisboden und das Bodeneis in Nordsibirien, das Fehlen jeder Vergletscherung in Sibirien, die Verbreitung und die Wanderungen der eiszeitlichen Säugetiere. E. B.]

Karbone Eiszeit: Afrika. *Globus* 98 (1908): 130—3.

Passarge.

S. Passarge: Über ein von Dr. Hartmann bei Gibeon (Südwestafrika) gefundenes, vielleicht glaziales Konglomerat. *Mit 3 Abb.*

[Das Konglomerat ist möglicherweise dem Dwyka-Konglomerat gleichzustellen; auch ein gekritzter Block spricht für glaziale Entstehung. Es würde sich danach eine noch weit größere Verbreitung dieses glazialen Karbonkonglomerates ergeben, als bisher bekannt war. E. B.]

Schluß der Redaktion am 10. Juli 1908.

Namen- und Sachregister

zum II. Band der Zeitschrift für Gletscherkunde.

1907/08.

Die Abhandlungen und kleineren Mitteilungen sind durch ein * kenntlich gemacht, die im Literaturbericht und in der Bibliographie besprochenen oder aufgeführten Werke und Abhandlungen ohne Zeichen.

Ä siehe unter A, Ö und Ø unter O, Ü unter U.

A.

- Aachen*, Diluvium der Gegend von —, Holzapfel 156
- Aalborg*, Text zur geol. Karte von Dänemark, Bl. —, Jessen . . . 73
- Adamello-Alpen*, Gletscherschwankungen, Marson *58
- Revision der Gletschermarken 1905 *309
- Afrika*, Karbone Eiszeit, Passarge 368
- paläozoische Eiszeit in Griqualand, Young u. Johnsson 240
- Schneefälle in der Sahara . . . *152
- Schneeverhältnisse der Atlasländer, Knoch 236
- Ala-tau*, Dsungarischer, Eiszeitspuren, Friederichsen *266
- rezente Gletscher, Dmitriew . . 236
- Alden*, W. C.: The Delavan Lobe of the Lake Michigan Glacier of the Wisconsin Stage of glaciation . . 160
- Drumlins of South Eastern Wisconsin 160
- Almtal* bei Paderborn, Quartär, Stille 157
- Alpen*, Eiszeit, Bibliographie 79, 155, 238 316, 367
- rezente Gletscher, Bibliographie . 76, 154, 235, 315
- Gletscherschwankungen 1906, Brückner u. Muret *161
- Schneeschmelzkegel, Brückner . *301
- *französische*, Bibliographie der rezenten Gletscher . 79, 156, 235, 315
- — Bibliographie der Eiszeit 79, 155, 238
- — im Eiszeitalter, Penck . . . 79
- — Höhe der Schneelinie u. ihre Hebung, Mongin *285
- — Gletscherschwankungen, Rabot *168
- *italienische*, Bibliographie der rezenten Gletscher 168
- — Bibliographie der Eiszeit . . 155
- — Gletscherschwankungen, O. Marinelli *166; Marson *58; Reishauer *309

- Alpen, österreichische*, Bibliographie der rezenten Gletscher . . 155, 165, 315
- — Bibliographie der Eiszeit 156, 367
- — Gletscherschwankungen, Brückner *163; Göttinger *63; Marson *58; Reishauer . . *142, *224, *309
- *schweizerische*, Bibliographie der rezenten Gletscher 235
- — Bibliographie der Eiszeit 238, 316
- Altai*, Gletscherschwankungen . . . *180
- Amerika*, Bibliographie der rezenten Gletscher 78, 237, 366
- — der Eiszeit 159, 239
- Entwicklung der glazialen Lehren in —, Merrill 159
- Ampferer*, O.: Glazialgeologisches im unteren Innthal *29, *112
- Ancylussee* im südwestlichen Ostseebecken, Spethmann 80
- Anderason*, Gunnar: Geology of Graham Land 78
- J. Gunnar: Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora . . . 231
- Angerer*, H.: Beobachtungen am Pasterzengletscher 1904 u. 1905 . . 135
- Gletscherbeobachtungen im Ankogelgebiete und an der Pasterze 1906 155
- Anglasey*, Glaziales, Edwards . . . 159
- Ankogelgebiet*, Gletscherbeobachtungen 1906 155
- Antarktis*, Bibliographie 77
- Landeisbeobachtungen, Philippi *1
- Äser* am Onegasee, Ramsay . . . 159
- Asien*, Bibliographie der rezenten Gletscher 77, 236, 315
- — der Eiszeit 159, 236, 239
- Gletscherschwankungen *178, *196, 315
- Klimaänderung in Zentralasien, Berg 240
- Äsker* bei Christiania, Terrassenschotter, Øyen 320
- Atlasländer*, Schneeverhältnisse, Knoch 236

B.

- Bänderung* der Gletscher, Crammer*198
 — an Gletschern des Felsengebirges, Sherzer 40
Barbey, A.: Karte des Montblanc-Gebietes 151
Bardarson, G. G.: *Purpura lapillus* L. i Tovede Lag pua Nordkysten of Island 238
Barriere-Eis, antarktisches, Philippi *1
Behlen, H.: Der diluviale (paläolithische) Mensch in Europa . . 237
Bell, J. M.: The Heart of the Southern Alps, New Zealand . . . 237
Bellmer, A.: Seen u. Sölle Neuvoipommerns u. Rügens. 157
Ben Nevis, perennierende Schneeflecken *72
Bentley, W. A.: Snow Rollers . . . 76
Berg, L.: Trocknet Zentralasien aus? 240
Bericht der internationalen Gletscherkommission 1906 *161
Berkey, Ch. P.: Laminated Interglacial Clays of Grantsburg 160
Beshiden, schlesische, Eiszeitspuren, Hanslik 3
Bezingletscher, Maurienne, Girardin 315
Bibliographie, Rezente Gletscher, Allgemeines 76, 154
 — Europa 76, 154, 235
 — — andere Gebiete 77, 236
 — Quartäre Eiszeit, Allgemeines 78, 237
 — Europa 79, 155, 238, 315, 367
 — — andere Gebiete 159, 239, 315
 — geologische, der Schweiz für d. XIX. Jahrh., Rollier 238
 — Geschichte des Klimas u. vorquartäre Eiszeiten 240, 368
 — der Gletscher in den französischen Alpen u. Pyrenäen *176
 — in den Ostalpen 1906 *165
 — in den Vereinigten Staaten . . . *184
Bielefeld, R.: Die Geest Ostfrieslands 80
Blache, der alte Kañon der —, Martin 155
Blanckenhorn, M.: Das relative Alter d. Norddeutschen Eolithlager . . 78
 — Steinzeit u. Feuersteinartefakte in Syrien-Palästina 78
Blätterstruktur der Gletscher u. Firnschichtung, Crammer *198
Blaublätterstruktur s. Bänderung . .
Blümcke, A.: Untersuchungen am Hintereisferner 1906 *66
Blumrich, Jos.: Das ehemalige Gletscherfeld in Rieden bei Bregenz 317
Bobek, O.: Om ishofs- och issjobildningar i Skåne 319

- Bodensee*, seine Ufer bei Lindau, Kinkel 79
Bohrungen am Hintereisferner, Blümcke u. Heß *66
 — in Mecklenburg, Geinitz 80
Bonney, T. G.: Relations of the Chalk and Boulder-Clay near Royston Hertfordshire 159
Bossas in glazialen Tälern, Rekstad 303
Brown, J. C.: Survey of glaciers in North-West Himalaya 313
Brückner, Ed.: W. M. Davis über die glazialen Skulpturformen in Gebirgen *136
 — Höhe der Firnlinie u. die Methode der Bestimmung der Firnlinie im allgemeinen 235
 — W. Kilian über Glazialerosion u. Übertiefung *220
 — Neue Karten des Montblanc-Gebiets *151
 — Schmelzformen des Firns im tropischen u. subtropischen Hochgebirge (Nieve Penitente) *292
 — Schneeschmelzkegel in den Alpen u. Nieve Penitente *301
 — Variations périodiques des glaciers 1906 *161
Brunhes, J.: Contradictions de l'érosion glaciaire 79
 — Explication nouvelle de surcreusement glaciaire 79
Bühlstadium, Äquivalent in Norwegen, Machaček *213
 — Fehlen eines solchen im Inntal, Ampferer *29, *112
Büßerschnee, Brückner *301
 — Diskussion in der Berliner Gesellschaft f. Erdkunde *292
 — in den Cordilleren, Meyer . . . *128
 — im Himalaya, Workman *22

C.

C siehe auch unter K und Z.

- Calher*, van, F. J. P.: Facettengeschiebe und Kantengeschiebe im niederländischen Diluvium 317
Calkins, R. D.: Snow Rollers . . . 76
Canada, Erstersteigung des Mount Mummery, Walcott 237
 — Gletscher des Felsengebirges, Vaux *185, 366, Wheeler 366
 — Vergletscherung der Oxford- u. Sutton-Berge, Wilson 159
Carter, W. L.: The Glaciation of the Don and Dearne Valleys 159
Catskill-Mountains, Lokalvergletscherung der — (U.S.), Rich 160

- Cirkustäler* siehe *Kare*.
Chamberlin, R. T.: The Glacial Features of St Croix Dalles Region (U.S.) 160
Christen, R.: Summary of Recent Glacial Investigations. 159
Christianiafjord, Glazialgeologisches, am —, Øyen 320
Cordilleren, Schneegrenze, Meyer. . *128
— des tropischen S.-Amerika, Vergletscherung der —, Sievers. . *271
Cotter, P. G.: Survey of certain glaciers in the North-West Himalaya . . 313
Cowper-Reed, F. R.: Corries of the Comeragh-Mountains 159
Crammer, H.: Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung *198
— Klüfte im Firnfeld *60
— Probleme der Gletscherkunde . . *148
Cumberlandgebirge, Bergseen, Rastall, Smith 159

D.

- Dänemark*, Facettengeschlebe in —, Gagel 157
— geol. Karte Bl. Aalborg u. Nibe, Jessen 73
— gestörte Kreide auf Möen, Hill 158
Danielsen, D.: Skjaefbankestudier in dem östlige del af Nedenes amt 158
Dauustadium, Äquivalente in Norwegen, Machacek *213
Dauphiné, Glaziales in der —, Lory 156
— Schneegrenze, Lory 154
Davis, W. M.: Über glaziale Skulpturformen in Gebirgen *176
Dearnetal (England), Vergletscherung desselben, Carter 159
Deckenschotter des Rheingletschers, Falkner, Meister 316
Deecke, W.: Betrachtungen z. Problem des Inlandeises in Norddeutschland u. speziell in Pommern . . 319
Delbecque, A.: Les lacs du cirque du Rabuons, Alpes Maritimes . . . 238
Depéret, Ch.: Observations sur l'âge des conglomérats de la Superga . 155
Dessau, Endmoräne bei, v. Listow 318
Deutschland s. Norddeutschland u. Süddeutschland
Diluvium siehe *Quartär*, *Eiszeit*, *Interglacial*, *Pleistocän*, *Postglacial*.
Dmitriew, S. E.: Ledniki v verchoviach Maloi Almatinki v Za-Iljiskom Alatau 236
Dolomiten, Gletscher der —, Schulz *364
— Gletscherschwankungen 1905, Toniolo 315

- Dontal* (England), Vergletscherung desselben, Carter 159
Dora Riparia, der quartäre Gletscher der —, Martin 155
Dorpat, Quartär von —, Doss . . 319
Doss, B.: Gutachten über das Projekt einer Grundwasserversorgung der Stadt Dorpat 319
Drumlins bei Dorpat, Doss 319
— in Pommern, Hess v. Wichdorff 319
— in N.-Schweden, Högbom 153
— in SE. Wisconsin, Alden 160
Dubais, E.: The geographical and geological signification of the Hondrug and the examination of the erratics in the Northern Diluvium of Holland 79
Durachschotter, alte, Meister . . . 316
Durance, verlassene Flußbetten u. Adventivcañons an der —, Martin 155

E.

- Ecuador*, Hans Meyers Gletscherbeobachtungen *128
Edwards, W.: The Glacial Geology of Anglesey 159
Eisberge der Antarktis, Philippi . *1
— bei den Orkney-Inseln 1836?, Mecking, Krümmel 366
Eishöhle bei Szkerisor (Ungarn), Nagy 77
Eisseeburche im Mjølkedal, Norwegen, Øyen 236
Eisseebildungen in Schonen, Bobeck 319
Eiszeit, Quartäre, Allgemeine, Bibliographie 78, 237
— Ursachen, Ludwig 75
— in d. Antarktis, Andersson . . 78
— der Cordilleren des tropischen Amerika, Sievers *271
— in der Dauphiné, Lory. 156
— in Europa, Bibliographie, 79, 155, 238, 316, 367
— außerhalb Europas, Bibliographie 159, 239
— in Irland 159
— auf Island, Spethmann 368
— auf Kanin, Ramsay 158
— in den Karpaten, Lucerna . . . *67
— in Onega-Kartelen, Ramsay . . 159
— im Tarbagatai, Obrutschew . . *71
— im Tiën-schan, Friederichsen . *258
— in Wales, Jehu 159
— Grenzen der letzten — in Norwegen, Machacek *213
Eiszeiten, vorquartäre, Bibliographie . 240
— karbone, in Afrika, Passarge . 368
Emsgebiet, Diluvium u. Alluvium im —, Schucht 318

- Endmoräne* der baltischen Vergletscherung in Jütland, Ussing . . . 234
 — in Ermland u. Masuren, Klautzsch, Soenderop . . . 157
 — in Mittelddeutschland, v. Listow 318
 — in Norwegen, Machaček . . . *213
England, Eiszeitbildungen, Bibliographie . . . 159, 238
Eoliths als Artefakte, Hahne . . . 79
 — Alter der — in Norddeutschland, Blankenhorn . . . 79
 — als Naturgebilde, Schweinfurth, Wiegers . . . 79
Ermland, geol. Aufnahmsberichte, Klautzsch u. Soenderop . . 157
Erosion der Gletscherbäche, Rekstad *303
 — s. auch Gletschererosion
Erratica in Dänemark, Jessen . . 73
 — in Fennoskandia, Tanner . . 158
 — in Holland, Dubois 79, Jonker 80
 — auf Kanin, Ramsay . . . 158
 — in Norddeutschland, Bielefeld 80, Martin . . . 80, 156
 — permische, in Steiermark, Hilber *146
Europa, Eiszeit, Bibliographie
 79, 155, 238, 316, 367
 — recente Gletscher, Bibliographie
 76, 154, 235, 315
Eydoux, D., Les glaciers orientaux du Pic Long (Pyrénées) . . . 235

F.

- Facettengeschiebe* im dänischen Diluvium, Gagel . . . 157
 — im niederländischen Diluvium, van Calker . . . 371
Falkner, Ch.: Rheingletscherarm St. Gallen-Wil. 316
Faltung des Gletschereises, Crammer *98
Fauna, quartäre, in N.-Amerika, Shattuk, Clark, Hollich, Lucas . . . 239
Felsengebirge, Erstersteigung des Mount Mummery, Walcott . . . 237
 — Gletscherstudien im —, Sherzer *140, Vaux *185, 366, Wheeler 366
Fennoskandia, Quartärstudien, Tanner . . . 158
Finger-Lake, New-York, enge Täler am, Tarr . . . 160
Finnland, Bibliographie des Quartärs . . . 157, 319
Finsterwalder, S.: Bemerkungen zu den Einwendungen Rudziskis betreffend die Theorie der Gletscherschwankungen . . . *309
 — Die Theorie der Gletscherschwankungen . . . *81
Firnfeld, Klüfte im —, Crammer . *60

- Firnlinie* s. Schneegrenze.
Fleming, J. A.: The Ziegler Polar Expedition 1903—1905 . . . 366
Flora, quartäre, des norddeutschen Tieflandes, Weber . . . 78
 — v. Skandinavien, Entwicklungsgeschichte, Andersson . . . 231
Flusin, G.: Observations glaciaires dans le Massif du Pelvoux 1903. 235
 — Glacier Noire et Glacier Blanc (Pelvoux). 154
Foral, F. A.: Gletscherschwankungen in der Schweiz. *160
Fossilfunde aus dem Pleistocän von Osterode am Fallstein, Wollemann . . . 318
Frech, F.: Klima der geologischen Vergangenheit . . . 368
Freshfield, D. W.: Gletscherschwankungen im Himalaya . . . 196
Friederichsen, M.: Die heutige Vergletscherung des Khan Tengri-Massives u. die Spuren einer diluvialen Eiszeit im Tienschan *241
Früh, J.: Zum Begriff Nagelfluh, speziell löcherige Nagelfluh . . 316
Fugger, Eb.: Die Salzburger Ebene u. deren Umgebung . . . 156

G.

- Gagel*, C.: Facettengeschiebe im dänischen Diluvium . . . 157
Gapençais, erstorbene Täler, Martin 155
Gavelin, A.: Nägra jakttagelser rörande istidens sist skede i trakten NW om Kvikkjokk . . . 319
Geest Ostfrieslands, Bielefeld . . 80
Geinitz, E.: Bohrungen für das Parchimer Wasserwerk . . . 80
 — Das Quartär von Sylt . . . 317, 318
Geschiebe s. Erratica, Facettengeschiebe.
Glazialdiluvium des Vellachtales, Lucerna . . . 367
Gletscher der Antarktis, Philippi . *1
 — der südlichen Kalkalpen, Schulz *364
 — Europas, rezente, Bibliographie
 76, 154, 235, 315
 — rezente, außerhalb Europas, Bibliographie . . . 77, 236, 315, 366
Gletscherbäche, Erosion der —, Rekstad . . . *303
Gletscherbeobachtungen, fünfzehnjährige, in Norwegen, Øyen . . . 235
Gletscherbewegung, Crammer *148; Finsterwalder *81; Heß . . *150
 — des Suldenferners, Lagally . . *362
Gletschererosion, zur Frage —, Brunhes 79; Davis 136; Kilian 220; Ludwig . . . 75

Gletschererosion in den Anden von Ecuador, Meyer. *128
Gletscherkommission, internationale, Zusammensetzung *55
 — — Bericht für 1906 *161
Gletscherkunde, allgemeine, Bibliographie 76, 154
 — Probleme der —, Crammer *148, Hess *150
Gletschermarken im Himalaya, . . . 313
 — im Venedigergebiet *142
 — im Ortlergebiete, Revision 1904/5 *63, *224
 — in der Presanella-Adamello Gruppe, *309
 — s. auch Gletscherschwankungen.
Gletschermühlen in N.-Amerika, Gilbert 240
Gletscherschliff, ehemaliger, in Rieden bei Bregenz, Blumrich 317
Gletscherschwankungen in d. Adamello-Presanella-Alpen, Marson . . . *58
 — internationaler Bericht, Brückner u. Muret *161
 — im Alatau, Dmitriew 236
 — in den Dolomiten, Toniolo . . . 315
 — im Himalaya 313
 — im Felsengebirge, Sherzer *140, Vaux *185
 — in den südlichen Kalkalpen, Schulz *364
 — in Neuseeland, Bell 237
 — in Norwegen, Rekstad 236
 — im Pelvoux-Massive, Jacob, Flusin 154
 — in der Cordillere von Peru, Sievers *271
 — in den Pyrenäen, Eydoux, Maury 235
 — Rückgang der südpolaren Vereisung Philippi *1
 — in Savoyen, Girardin 154, Mougin 285
 — des Suldenferners, Lagally . . *362
 — zur Theorie der —, Rudzki, *307, Finsterwalder *81, *309
 — s. auch Gletschermarken.
Gilbert, G. K.: Moulin Work under Glaciers 240
Gilchrist, Ch. A.: Climbson Popocatepetl and Ixtaccihuatl 237
Girardin, P.: Le glacier de Bézin en Maurienne 315
 — Glaciers de Savoye 154
Göttinger, G.: Revision einiger Gletschermarken in der Ortlergruppe 1905 *63
Grahamland, Geologie, Andersson 78
Griqualand, paläozoische Eiszeit, Young, Johnson 240
Grönwall, A.: Geschiebestudien . . 157
Großbritannien, Interglacial-Problem, Lamplugh 238

H.

Hahne, H.: Beziehungen d. Kreidemühlen zur Eolithenfrage 79
Hanslik, E.: Die Eiszeit in den schlesischen Beskiden 367
Haren, Blatt — der geol. Karte v. Preußen, Aufnahmebericht, Schucht 318
Hauthal, über Büsserschnee . . . *292
Hayden, H.: Survey of certain glaciers in the North-West Himalaya . . 313
Heritsch, Fr.: Permische Vereisung der Alpen *146
 — Referate 74, 75
Hess, H.: Alte Talböden im Rhonegebiet *321
 — Untersuchungen am Hintereiserner 1906 *66
 — Erwiderung auf Crammers Bemerkungen *150
Hess v. Wichdorff, H.: Drumlinlandschaft im Kreise Naugard, Pommern 319
Hilber, V.: Permische Vereisung der Alpen *146
Hilgard, E. W.: The Cause of the Glacial Epoch 237
Hill, E.: The Chalk and Drift in Møen 158
Himalaya, Büsserschnee im —, Workman *22, *292
 — Gletscher der Nunkun-Gruppe, Workman 315
 — Gletscherschwankungen, Freshfield *196; Holland, Hayden, Walker, Cotter, Brown . . 313
 — die Täler des nordwestlichen —, Österreich 159
 — Terrassen im Kaschmirtal, Huntington 239
Hintereiserner, Untersuchungen am —, Blümcke u. Hess *66
Högbom, A. G.: Nordschwedische Drumlinlandschaften *153
Hoernes, R.: Untersuchungen der jüngeren Tertiärablagerungen des westlichen Mittelmeeres 74
Holland s. Niederlande.
Holland, T. H.: Survey of glaciers in the North-West Himalaya . . . 313
Hollich, A.: Paleontological Criteria of Pliocene and Pleistocene Deposits of Maryland 239
Holzappel, E.: Diluvium der Gegend von Aachen 156
Hondsrug (Holland), Dubois 79; Jonker 80
Hull, E.: The Physical History of the Great Pleistocene Lake of Portugal 317

- Hümmerling*, (NW.-Deutschland), sein
Quartär, Schucht 318
Huntington, E.: The Vale of Kaschmir 239

I.

- Imfeld*, X.: Karte des Montblanc-
Gebietes 151
Inlandeis der Antarktis, Philippi . *1
— bei Kvikkjokk, Gavelin 319
— Minimale Höhe desselben im öst-
lichen Canada, Wilson 159
— in Norddeutschland, Deecke . . 319
Inntal, Glazialgeologisches, Ampferer
*29, *112
Interglazial bei Grandsburg, Berkey 160
— Problem in Großbritannien, Lam-
plugh 238
— auf Nantucket, Wilson 160
— auf Sylt, Stolley 318
Irland, glaziale Arbeiten des Field
Club 159
Island, Bibliographie der Eisreitbil-
dungen 259, 367
— Moräneninsel bei —, Pjetursson *61
— Schneeschmelzkegel, Spethmann *296
Isobasen in W-Norwegen, Reckstadt 380
Itzacchiuall, Ersteigung des, Gil-
christ 237

J.

- Jacob*, Ch.: Glacier Noir et Glacier
Blanc (Pelvoux) 154
— Observations glaciaires dans le
massif du Pelvoux en 1903 . . . 235
Jäger, F.: Über Büsserschnee . *292
Jehu, T. J.: Glacial Deposits of Nor-
thern Pembrokeshire (Wales) . . 159
Jessen, A.: Beskrivelse til Kortbladene
Aalborg og Nibe 73
Jever, Gliederung des Diluviums auf
Blatt —, Schucht 318
Johnson, J. P.: Glacial Phenomena
in Griqualand West 240
Jonker, H. G.: Geological strukture
and origin of the Hondrug . . . 80
— Sedimentary Boulders in the
Netherlands 80
Jü'land, Endmoränen in —, Ussing 234
— geologische Karte v., Ussing . . 234

K.

- Kalkalpen*, südliche, Gletscher, O.
Marinelli *166, Schulz . . . *364
Kanada s. Canada
Kanin, Geologie von —, Ramsay . 158
Kantengeschiebe im niederländischen
Diluvium, van Calker 317

- Karbons Eiszeit*, Bibliographie . 240, 368
Kars in den Anden von Ecuador,
Meyer *128
— in Irland, Cowper-Reed 159
— Entstehung, Davis *136
— des Nagy-Pietrosz, Pzilady . . . 317
— in Siebenbürgen, Lucerna . . . *67
— der Sierra Nevada de Santa Marta,
Sievers *271
— im Tiën-schan, Friederichsen . *258
Kärnten, Beobachtungen an der Pa-
sterze und im Ankogelgebiete,
Angerer 155
Karpaten, Eiszeitspuren, Bibliographie,
367; Lucerna *67
Kaschmirtal, Terrassen, Huntington 239
Khan Tengri-Massiv, heutige Ver-
gletscherung u. Eiszeitspuren,
Friederichsen *241
Kilian, W.: Über Glazialerosion und
Übertiefung *220
Kilimandscharo, Büsserschnee am — *292
Kilpisjärvi-See in Lappland, Tanner 319
Kinkel, F.: Boden von Lindau im
Bodensee 79
Klautsch, A.: Geol. Mitteilungen aus
Ermland und Masuren 157
Klima der geologischen Vergangenheit,
Frech 368
— Geschichte desselben, Bibliographie
240, 368
— der Postglazialzeit, v. Post . . . 320
Klimadänderung in Zentralasien, Berg 240
— in Island, Pjetursson 239
v. *Knebel's* Islandexpedition 1907 . . 368
Knoch, K.: Schneeverhältnisse der
Atlasländer 236
Kommission, internationale, s. Glet-
scherkommission
Krain, Glazialdiluvium des Vellach-
tales, Lucerna 367
Kreide und Moränen in Herfordshire,
Bonney 159
— u. Glazial in Möen, Hill 158
Krümmel, O.: Eisberge bei den Orkney-
Inseln 1836 356
Kvikkjök, Verhältnisse des Inland-
eises bei —, Gavelin 319

L.

- Lagally*, M.: Abschluß der Vermessung
des Suldenferners *362
Lamplugh, G. W.: On British Drifts
and the Interglacial Problem . . 238
Lappland, glaziale Seen, Tanner . . 319
Lawinen von Sunddalen (Drontheim) 238
Leppla, A.: Zur Frage des glazialen
Stausees im Neißetal 319
Letsch, E.: Die schweizerischen Tonlager 238

- Lindau*, der Boden von —, Kinkelin 79
v. Listow, O.: Ausdehnung der letzten
 Vereisung in Mitteldeutschland . 318
Litorinameer im südwestlichen Ostsee-
 becken, Spethmann. 80
Lory, P.: Glaciaire dans les Alpes
 dauphinoises 156
Lucerna, R.: Bemerkungen zum
 Glazialdiluvium des Vellachtales 367
 — Gletscherspuren im Fogarascher
 Gebirge (Siebenbürgen) *67
Ludwig, A.: Glaziale Erosion u. Ur-
 sachen der Eiszeit 75

M.

- Machaček*, F.: Referate . . 73, 233, 234
 — Rückzugsmoränen in Norwegen . *213
Marinelli, O.: Gletscherschwankungen
 in Italien *166
Marson, L.: Oscilazioni dei Ghiacciai
 dell' Adamello-Presanella *58
Martin, D.: L'ancien cañon de la
 Blache et les vallées mortes du
 Gapençais 155
 — Dérivations préglaciaires de la
 Durance et cañons adventifs sub-
 glaciaires 155
 — Le glacier de la Doire Ripaire et
 les conglomérats de la Superga . 155
Martin, J.: Erratische Gesteine im
 Dienste der Glazialforschung 80, 156
Massachusetts, Quartär auf Nantucket,
 Wilson 160
Masuren, geol. Aufnahmsberichte,
 Klautzsch, Soenderop . . . 157
Matthes, F. E.: The Lewis Range of
 Northern Montana and its glaciers 78
Maury, M.: Les glaciers orientaux
 du Pic Long (Pyrénées) 235
Mecking, L.: Eisberge bei den Orkney-
 Inseln 1836 366
Mecklenburg, Beitrag zur Geologie von
 —, Geinitz 80
Meister, J.: Alte Darach- und Rhein-
 schotter 316
Mercanton, P. L.: Les nivomètres des
 Alpes Suisses *56
Meppen, Blatt — der geol. Karte
 v. Preußen, Aufnahmsbericht,
 Schucht 318
Mérida, Cordillere von —, Sievers *271
Merrill, G. P.: The Development of
 the Glacial Hypothesis in America 159
Merzbacher, G.: Der Tian Schan . . 77
Meyer, H.: Über Büsserschnee . . *292
Mexiko, Besteigung des Popocatepetl
 u. Ixtaccihuatl, Gilchrist . . . 237
Michigansee, Gletscher des —, Olden 160

- Mittelmeer*, jüngere Tertiärablage-
 rungen, Hoernes 74
Mjølkedalsee in Norwegen, Øyen . . 236
Möen, Kreide u. Glacial in —, Hill 158
Montblanc, Schneegrenze, Mougin . *285
Montblanc-Gebiet, Neue Karten,
 Brückner *151
Moränen in den Anden von Ecuador,
 Meyer *128
 — in Dänemark, Jessen 73
 — u. Kreideschollen in Hertfordshire
 (England), Bonney 159
 — im unteren Innthal, Ampferer *29, *112
 — in Oldenburg und Holland, Martin 157
 — u. Muschelbänke in S.-Norwegen,
 Danielsen 158
 — von Schneeflecken am Ben Nevis *72
 — s. auch Endmoränen.
Mordeninsel bei Island, Pjetursson *61
Mougin, P.: L'altitude de la ligne
 des neiges et son relèvement
 actuel dans les Alpes de la Savoie *285
Mount Mummery, Canada, Erst-
 ersteigung, Walcott 237
Muret, E.: Variations périodiques des
 glaciers 1906 *161

N.

- Nagy*, L.: Eishöhle bei Szkerisora . 77
Nagy-Pietrosz, Zirkustäler, Szilády . 317
Nahegebiet, Diluvium u. Alluvium im
 —, Schucht 318
Nagelfluh, Begriff der —, Früh . . 316
Nantucket, Glaziales, Wilson . . . 240
Naugard in Pommern, Drumlins, Heß
 v. Wichdorff 319
Naumburg, Saaleterrasse bei —, Picard 318
Needle-Mountains (V.S.N.A.), glaziale
 Formen 240
Neißetal, kein glazialer Stausee im —,
 Leppla 319
Neuseeland, Alpengletscher, Bell . . 237
Niederlande, pleistozäne Facetten- u.
 Kantengeschlebe, van Calker . 317
 — Moränen daselbst, Martin . . . 157
 — Erraticum im nördlichen —,
 Dubois 79, Jonker 80
Niederschläge der Atlasländer, Knoch 236
Nieve penitente s. Büßerschnee.
Nissen, P. L.: Et snaeskred i Sundalen 236
Nive, Text zur geol. Karte von Däne-
 mark, Bl. —, Jessen 73
Nordamerika, Bibliographie der Eis-
 zeitbildungen 159 240
 — — der recenten Gletscher 78, 237 366
 — Britisch-, s. Canada.
 — s. auch Vereinigte Staaten.

- Norddeutschland*, Eolithlager, relatives
 Alter, Blanckenhorn 78
 — Geschichte d. Pflanzenwelt, Weber 78
 — Quartär, Bibliographie 79, 156, 317
Norwegen, Bibliographie der rezenten
 Gletscher 77, 236
 — der Eiszeit 158, 233, 320
 — der Eiszeitbildungen 320, 367
 — Erosion der Gletscherbäche in —, Rekstad *303
 — Gletscherschwankungen, Øyen *176
 — Muschelbänke u. Moränen im Amte Nedenes, Danielsen 158
 — Rückzugsmoränen, Machaček *213
 — Strandverschiebungen, Øyen 233, Rekstad 320
Nußbaum, F., Über die Schotter im Seeland (Schweiz) 316
Nunkun-Gruppe (Himalaya), Gletscher daselbst, Workman 315

O.

- Obrutschew*, W. A.: Rezente Firnfelder u. alte Gletscherspuren im Tarbagatai *71
Offner, J.: Observations glaciaires dans le Massif du Pelvoux 1903 235
Oldenburg, Moränen daselbst, Martin 157
Oldesloe, Interglazial von —, Geinitz 80
Osterreich, Rhinoceros Mercki in —, Toulà 317
Ostreich, K.: Die Täler des nordwestlichen Himalaya 159
Orkney-Inseln, Eisberge bei den —, Krümmel, Mecking
Ortler-Gruppe, Revision der Gletschermarken *63, *224
Ostalpen s. Alpen.
Osterode am Fallstein, fossile Funde im Pleistozän bei —, Wollemann 318
Ostsee, zur Geschichte der —, Spethmann 80
Øyen, P. A.: Det sydlige Norges „Boreale“ Strandlinje 233
 — Femten aars glaciologiske Jagtagelser 77, 235
 — Forandringer hos vore bræer 77
 — Glacial geologiske Studier langs Strandes af Kristianiafjorden indre Del 320
 — Gletscherschwankungen in Norwegen *176
 — Nogle Bemærkninger om Jostedalbræen 236
 — Nye Bidrag til Bestemmelse af Pholas Niveauet 233
 — Øvre Mjølkedalsvand 236
 — Undersøgelse af Terrassegrus i Asker 320

P.

- Parchim*, Bohrungen bei —, Geinitz 80
Parisch, J.: Hans Meyers Gletscherbeobachtungen in den Hochanden von Ecuador *128
Passarge, S.: Ein bei Gibeon (SW. Afrika) gefundenes vielleicht glaziales Konglomerat 368
Pasterzengletscher, Beobachtungen 1904 bis 1906, Angerer 155
Pelvoux, Glacier Noir u. Glacier Blanc, Jacob u. Flusin 154
Penck, A.: Les Alpes francaises à l'époque glaciaire 79
Pennsylvanien, Vergletscherung von —, Tower 160
Permische Vereisung der Alpen, Heritsch, Hilber *146
Peru, Vergletscherung der Cordillere von —, Sievers *271
Philippi, E.: Landeisbeobachtungen der letzten Südpolarexpeditionen *1
Pholas-Niveau, Øyen 233
Picard, E.: Oberste Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. 318
Pjetursson, H.: Nokkur ord um loftslagsbreytingar á Íslandi og orsakir þeirra 239
 — Moräneninsel bei Island *61
 — Reiseergebnisse in Süd-Island 1906 367
Planaria alpina auf Rügen u. die Eiszeit, Thienemann 157
Pleistozän u. *Pliozän* in Maryland, Shattuk, Clark, Hollich, Lucas 239
*Pleistozän*er See von Portugal, Hull 317
Pojlák, J.: Windwirkung auf Schnee 154
Polarexpedition, Zieglersehe, Fleming 366
Pommern, Drumlins, Heß v. Wichdorff 319
 — Inlandeis in —, Deecke 319
 — Seen u. Sölle, Bellmer 157
Popocatepetl, Ersteigung, Gilchrist 237
Portugal, Pleistocän am Tejo, Hull. 317
v. Post, L.: Norrländska Torfmossestudier I. Drag ur myrarnas utvecklingshistoria inom „lidernas region“ 320
Prähistorie, Bibliographie 78, 79, 237
Presanellagruppe, Gletscherschwankungen, Marson *58; Reishauer *309
Purpura lapillus L. in gehobenen Meeressedimenten in N.-Island, Bárdarson 238
Pyrenäen, Gletscher am Pic Long, Eydoux u. Maury 235
 — Gletscherschwankungen in den —, Rabot *168

Q.

- Quartär* der Gegend von Aachen,
Holzapfel 156
— im Ems- und Nahegebiet, Schucht 318
— in Massachusets (Nantucket-Insel),
Wilson 160
— marines im Mittelmeere, Hoernes 74
— im außeralpinen Rheingebiet,
Wahnschaffe 317
Quartär, glaciales, s. Eiszeit, Moränen,
Pleistocän usw.

R.

- Rabot*, Ch.: Gletscherschwankungen
in Frankreich *168
Raer s. Endmoränen.
Ramsay, W.: Quartärgeologisches aus
Onega Karelien 159
— Rezente und pleistocäne Bildungen
der Halbinsel Kanin 158
Rastall, R. H.: Tarns on the Naystacks
Mountain, Buttermere, Cumberland 159
Ratzeburg, Interglazial von —, Gei-
nitz 80
Rau, R.: Geol. Spezialkarte von
Württemberg, Bl. Freudenstadt 79
Reibisch, P.: Ein Gestaltungsprinzip
der Erde. III.: Die Eiszeiten . 237
Reid, H. F.: Gletscherschwankungen
in den Vereinigten Staaten . . *181
Reishauer, H.: Revision der Gletscher-
marken im Ortlergebiete 1904/5 *224
— — in der Presanella-Adamello-
Gruppe *309
— — im Venedigergebiete . . *142
Rekstad, J.: Bræernes voksen i det
vestlige Norge under de senere
aars kolde somre 236
— Erosion der Gletscherbäche . . *303
— Jagttagelser fra terrasser og strand-
linier i det vestlige Norge . . . 370
Rheingebiet, außeralpines, diluviale
Ablagerungen desselben, Wahn-
schaffe 317
Rheingletscherarm St. Gallen — Wil,
Falkner 316
Rheinschotter, alte, Meister . . . 316
Rhinoceros, Mercki in Österreich,
Toula 317
Rich, J. L.: Local Glaciation in the
Catskill Mountains 160
Rickmers, W. R.: Die Sari Kandal-
Sagunaki-Gruppe im Duab von
Turkestan 315
Rieden, Gletscherfeld in —, Blum-
rich 317
Rollier, L.: Geologische Bibliographie
der Schweiz für das XIX. Jahrh. 238

- Rückzugstadien* des Eises in Norwegen,
Machaček *213
Rudski, M. T.: Bemerkungen zu
Finsterwalders Theorie der
Gletscherschwankungen *307
Rügen, Planaria alpina auf —, Thiene-
mann 157
— Seen u. Sölle, Bellmer 157
Rumänien, Schotterterrassen, Seva-
stos 317
Rußland, Eiszeitbildungen, Biblio-
graphie 158, 159, 319
— Gletscherschwankungen in —,
v. Schokalsky *177

S.

- Saaleschotter*, präglaziale —, bei Naum-
burg, Picard 318
Salzburg, die Ebene von —, Fugger 156
Sankaty Head, Nantucket (U. S.),
Wilson 160
Sari-Kandal, Sagunaki-Gruppe (Tiën-
schan), Rickmers 315
Sastrugi, Tschirwinsky *107
Saur, Gletscherspuren im —, Obrut-
schew *71
Savoyen, Gletscher —, Girardin . . 154
— Schneegrenze, Mougins *285
Schaudel, L.: Les Alpes françaises à
l'époque glaciaire 79
Schichtung des Firnes u. Blätterstruk-
tur, Crammer *198
— u. Bänderung des Eises, Hans
Meyer *128
Schlesien, Eiszeit in d. Beskiden
Hanslik 367
Schmelzformen des Firnes, Brückner
*292, *301; Spethmann *296
Schmidt, M.: Geol. Spezialkarte von
Württemberg, Bl. Freudenstadt 79
Schnee in der algerischen Sahara *152
Schneeballen durch Windwirkung,
Bentley, Calkins 76
Schneebarchane, Tschirwinsky . . *103
Schneedecke, untere Grenze der — im
Gebiete von Stoder, Schwab. 76
Schneedünen, v. Staff 76; Tschir-
winsky *103
Schneeflecken, perennierende, am Ben
Nevis *72
Schneegrenze, Methode der Bestim-
mung, Brückner 235
— Jahresperiode in Oberösterreich,
Schwab 76
— im Alatau, Dmitriew 236
— in den Anden, Meyer *128, Sievers *271
— in den Alpen des Dauphiné, Lory 154
— im Fogarascher Gebirge, Lucerna *67
— auf dem Hüfigletscher, Brückner 235

- Schneegrenze* in Neuseeland, Bell. . . 237
 — in den Pyrenäen, Eydoux u. Maury . . . 235
 — in Savoyen, Girardin . . . 154, 315
 — u. deren Hebung, Mongin. *285
Schneekristalle, Westmann . . . 365
Schneepegel in den Schweizer Alpen, Mercanton . . . 56
Schneeschmelzkegel in den Alpen. Brückner. . . 301
 — auf Island, Spethmann . . . 296
v. Schokalsky, J.: Gletscherschwankungen in Rußland . . . 177
Schonen, Eismeer- u. Eisseebildungen auf —, Bobeck . . . 319
 — supramarine Plateautone, Westergård . . . 319
Schotter, glaziale, in der Schweiz, Nußbaum, Falkner, Meister . . 316
Schotterterrassen in der Cordillere von Mérida, Sievers . . . 271
 — im Tienschan, Friederichsen *258
 — in den Transylvanischen Alpen, Sevastos . . . 317
Schottland, perennierende Schneeflecken am Ben Nevis . . . 72
Schucht, F.: Über die Gliederung des Diluviums auf Blatt Jever . . 318
 — Geologische Beobachtungen im Hümmerling . . . 318
 — Zur Kenntnis des Diluviums und Alluviums an der Ems und Nahe 318
Schulz, F. C.: Gletscherforschungen in den südlichen Kalkalpen (Dolomiten) . . . 364
Schwab, Fr.: Die Schneeverhältnisse im Gebiete von Stoder . . . 76
Schwankungen s. Gletscherschwankungen.
Schwarzwald, geol. Spezialkarte, Bl. Freudenstadt, Schmidt u. Rau 79
Schweden, N.: Drumlins, Högbom 153
 — Gletscherschwankungen in —, Svenonius . . . 176
 — Quartäre Eiszeit, Bibliographie . 319
Schweinfurth, G.: Pseudoeolithen im Nordischen Geschiebemergel . . 79
Schweiz, Bibliographie des Glacials . 316
 — geologische Bibliographie, Rollier 238
 — Gletscherschwankungen 1906, Forel u. Muret . . . 161
 — Tonlager, Letsch . . . 238
Seeland (Schweiz), Schotter desselben, Nußbaum . . . 316
Seen in Cumberland, Rastall u. Smith . . . 159
 — der Kare in Irland, Cowper-Reed 159
 — Neuvorpommerns u. Rügens, Bellmer . . . 157
Seen des Rabouus-Zirkus (Seealpen), Delebecque . . . 238
Selkirk Range, (Britisch-Columbia), Glazialstudien in d. —, Sherzer *140
 — Gletscher u. Karte, Wheeler . 366
Sevastos, R.: Nouvelle théorie sur la formation des terrasses fluviales 317
Shattuk, G. B.: Pliocen and Pleistocen Deposits of Maryland . . . 239
Sherzer, W. H.: Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks *140
Siebenbürgen, Gletscherspuren im Fogarascher Gebirge, Lucerna *67
Sievers, W.: Zur Vergletscherung der Cordilleren des tropischen Südamerika . . . 271
Shandinavian, Bodengestaltung, E. Werth . . . 367
 — Entwicklungsgeschichte der Flora, Andersson . . . 231
 — s. auch Dänemark, Norwegen, Schweden.
Skulptur der Alpen durch die Gletscher, Davis *136; Kilian. . . 220
Smith, M.: Tarns on the Haystacks Mountain, Buttermere, Cumberland 159
Soenderop, F.: Geol. Mitteilungen aus Ermland und Masuren . . . 157
Sölle Neuvorpommerns u. Rügens, Bellmer . . . 157
Spalten im Firnfeld, Crammer . . 60
Spethmann, H.: Ancylosussee u. Litorina-meer im südwestlichen Ostseebecken . . . 80
 — von Knebels Islandexpedition . 368
 — Schneeschmelzkegel auf Island *296
v. Staff, H.: Schneedünen . . . 76
Stausee, glazialer, in Schonen, Bobeck 319
 — kein —, im Neißetal, Leppla . 319
St. Croix, Dalles Region (U.S.), Glaziales, Chamberlin . . . 160
Steiermark, permische Vereisung in —, Heritsch, Hilber . . . 146
Steinzeit in Syrien, Palästina, Blankenhorn . . . 78
Stenzel, A.: Die Eiszeiten . . . 237
Stille, H.: Zur Geschichte des Almtales bei Paderborn . . . 187
Stoder, Schneeverhältnisse im Gebiete von —, Schwab . . . 76
Stolley, E.: Quartär u. Tertiär auf Sylt . . . 318
Strandlinien, gehobene, in Fennoskandia, Tanner . . . 158
 — boreale in S.-Norwegen, Øyen 233; in W.-Norwegen, Rekstad 320
Südamerika, Büßerschnee . . . 292
 — Gletscherbeobachtungen in Ecuador, Meyer . . . 128

- Südamerika*, tropisches, Vergletscherung der Cordilleren. Sievers . . . *271
Süddeutschland, Bibliographie des Quartärs . . . 79, 317
Südpolargebiet s. Antarktis.
Suldenferner, Abschluß der Vermessung, Lagally . . . *362
Superga-Konglomerat bei Turin, Martin, Depéret . . . 155
Svenonius, Fr.: Gletscherschwankungen in Schweden . . . 176
Sylt, Quartär von —, Geinitz, 317, 318, Stolley . . . 318
Syrien-Palästina, Steinzeit u. Feuersteinartefakte, Blanckenhorn . 78
Szilády, Z.: Zirkus-Täler des Nagy-Pietrosz . . . 317
Szkerisora, Ungarn, Eishöhle bei —, Nagy . . . 77

T.

- Talböden*, alte im Rhonegebiet, Heß . *321
Taltrog, glazialer, Crammer *148, Heß . . . *150
 — — Entstehung nach Davis *136; nach Kilian . . . *220
 — in Neuseeland, Bell . . . 237
Taltröge, alte, im Rhonegebiet, Heß *321
 — im Fogarascher Gebirge (Siebenbürgen), Lucerna . . . *67
 — im Tiën-schan, Friederichsen . *258
Tanner, V.: Der Kilpispärwi-See in Lappland . . . 319
 — Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar . 158
Tapeszeit, Strandverschiebung in Norwegen nach der —, Øyen . . . 233
Tarbagatai, rezente Firnfelder u. alte Gletscherspuren im —, Obrutschew . . . *71
Tarr, R. S.: Watkins Glen and other Gorges of the Finger Lake Region of Central New-York . . . 160
Terrassenschotter in den Anden von Ecuador, Meyer . . . *134
 — bei Asker (SW. Christiania), Øyen 320
 — in Siebenbürgen, Lucerna . . . *67
 — in der Schweiz . . . 316
Tertiär, baltisches, Grönwall . . 157
 — jüngerer, des Mittelmeers, Hoernes . . . 74
Thienemann, A.: Planaria alpina auf Rügen und die Eiszeit . . . 157
Tiën-schan, Merzbacher über seine Reisen im — . . . 77
 — Gletscher der Sari-Kaudal-Sagunaki-Gruppe, Rickmers . . . 315
 — heutige Vergletscherung u. Eiszeitspuren, Friederichsen . . *241

- Tiën-schan*, Gletscherschwankungen . *178
Ton, supramariner, in Schonen, Westergård . . . 319
Toniolo, A. R.: Oscillazioni deighiacciai dei gruppi Sorapis e Cristallo nelle Alpi Cadorine 1905 . . . 315
Tonlager in der Schweiz, Letsch . . 238
Torflager von Norrland (Schweden), v. Post . . . 320
Treibeis bei den Orkney Inseln, Krümmel, Mecking . . . 366
Trog s. Taltrog.
Transsilvanische Alpen, Schotterterrassen, Sevastos . . . 317
Toula, F.: Rhinoceros Mercki in Österreich . . . 317
Tower, W. S.: Regional and Economic Geography of Pennsylvania . . 160
Tschirwinsky, P. N.: Schneedünen u. Schneebarthane in ihrer Beziehung zu äolischen Schneeablagerungen im allgemeinen . . . *103

U.

- Übertiefung*, Theorie der, Brunhes 79; nach Davis *136; nach Kilian . . . *220
Ufermarken, glaziale — in Schonen, Bobeck . . . 319
Ungarn, Bibliographie d. Gletscher . 77
 — s. auch Siebenbürgen
U. S. Geol. Survey, Needle Mountains Folio, Colorado . . . 240
Ussing, N. V.: Om Floddale og Randmoräner i Iylland . . . 234

V.

- Vallot*, J. et H.: Carte du Massif du Mont Blanc . . . 152
Vaux, G. u. W.: Glacier observations (Canada) . . . 366
 — Gletscherschwankungen in Britisch Nord-Amerika . . . *185
Vellachtal, Glazialdiluvium im —, Lucerna . . . 367
Venedigergebiet, Revision der Gletschermarken im — 1904 . . . 142
Vereinigte Staaten, Bibliographie d. Gletscher . . . 78, 184, 366
 — — der Eiszeitbildungen . . 160 239
 — Gletscherschwankungen, Reid . . *181

W.

- Wahnschaffe*, F.: Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiet . . . 317

- Wade, Gerald H. Penetration
Jethi 159
- Wade, H. R.: First Ascent of Mount
Munro 257
- Wade, E. A.: Survey of certain
glaciers in The North-West Hima-
laya 313
- Wade, C. A.: Geschichte d. Pflanzen-
welt d. nordgermanischen Tieflandes 74
- Wade, E.: Studien zur glazialen Boden-
gestaltung in den skandinavischen
Ländern 367
- Wagner, A. H.: Plathura et
supramare bearing from Stange 319
- Wagner, J.: Form u. Größe der
Schneekristalle *273
- Wagner, A. G.: The Selkirk Range 36
- Observations of the Yont Glacier 36
- Wagner, F.: Die maritime Ent-
stehung der Eiskühe im nord-
deutschen Dänemark 79
- Waller, J. H.: Glacial History of
Nainoket and Cape God with an
argument for a fourth centre of
glacial dispersion in North America 240
- The Pleistocene Formations of
Saskatchewan Head Nainoket U.S. 100
- W. G.: Glaciation of Oxford and
Simon Mountains, Quebec. 159
- Wanderslag and Schnee, Baxley,
Charles W.: Bärenschnee *221 *292
- Wanderslag, P.: Pariakeisa-Speeth-
mann *29; Tschirwinsky *203
- Wanderslag, A.: Fossile Knochen u.
Gesteinsbildungen aus dem
ältesten Kalchit u. Lohr von
Oesterich am Falsch 318
- Wanderslag, W. H.: Neues Penitentes
in the Himalaya *22
- Nivert Mountain Group and its
Glaciers 315
- Wanderslag, geol. Spezialkarte, Bl.
Freudenstadt, Schmidt: u. Rau 79

Y.

- Yak-Schulz, (Festungsbau).
Wetter 366
- Yak-Schulz, Machatek *213
- Yak-Schulz, R. B.: Glacial Phenomena in
Greenland West 240

Z.

- Zak-Schulz in Ecuador, Meyer *128;
Brückner *292
- Zak-Schulz siehe Karte.

- Wales*, Glazial in Pembrokeshire, Jchu 159
Walcott, R.: First Ascent of Mount Mummery 237
Walker, E. A.: Survey of certain glaciers in The North-West Himalaya 313
Weber, C. A.: Geschichte d. Pflanzenwelt d. norddeutschen Tieflandes 78
Werth, E.: Studien zur glazialen Bodengestaltung in den Skandinavischen Ländern 367
Westergård, A. H.: Platålera en supramarin hvarfvig från Skåne 319
Westmann, J.: Form u. Größe der Schneekristalle *365
Wheeler, A. O.: The Selkirk Range 366
— Observations of the Yoho Glacier 366
Wieggers, F.: Die natürliche Entstehung der Eolithe im norddeutschen Diluvium 79
Wilson, J. H.: Glacial History of Nantucket and Cape Cod with an argument for a fourth centre of glacial dispersion in North-America 240
— The Pleistocene Formations of Sankaty Head, Nantucket (U. S). 160
— W. G.: Glaciation of Oxford and Sutton Mountains, Quebec. . . . 159
Windwirkung auf Schnee, Bantley, Calkins 76; Büßerschnee *128, *292
Philippi *1; Pajlak 154; Spethmann *296; Tschirwinsky *103
Wollemann, A.: Fossile Knochen u. Gastropodengehäuse aus dem diluvialen Kalktuff u. Lehm von Osterode am Fallstein 318
Workmann, W. H.: Nieves Penitentes in the Himalaya *22
— Nunkun Mountain Group and its Glaciers 315
Württemberg, geol. Spezialkarte, Bl. Freudenstadt, Schmidt u. Rau 79

Y.

- Yoho-Gletscher*, (Felsengebirge), Wheeler 366
Yoldiasenkung, Machaček *213
Young, R. B.: Glacial Phenomena in Griqualand West 240

Z.

- Zackenfirn* in Ecuador, Meyer *128;
Brückner *292
Zirkustäler siehe Kare.

Band II Heft 5

Juli 1908

th

LIBRARY,
UNIV. OF MICH.
SEP 4 1908

ZEITSCHRIFT
FÜR
GLETSCHERKUNDE,
FÜR EISZEITFORSCHUNG UND GESCHICHTE DES KLIMAS

ANNALES DE GLACIOLOGIE

ANNALS OF GLACIOLOGY

ANNALI DI GLACIOLOGIA

Organ der Internationalen Gletschercommission

unter Mitwirkung von

S. Finsterwalder (München), **F. A. Forel** (Morges), **J. Geikie** (Edinburgh), **W. Killian** (Grenoble),
Olinto Marinelli (Florenz), **F. Nansen** (Kristiania), **A. Penck** (Berlin), **F. Porro** (La Plata),
Charles Rabot (Paris), **H. F. Reid** (Baltimore), **F. Wahnschaffe** (Berlin), **A. Woelke** (St. Petersburg)

herausgegeben von

EDUARD BRÜCKNER
Professor an der Universität Wien

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER
SW 11 GROSSBEERENSTRASSE 9
1908

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin SW 11
Großbeerenstraße 9

Soeben erschien:

Mitteilungen

aus dem

Mineralogisch-Geologischen Institut **der Reichs-Universität zu Groningen**

Aus den Gebieten der

**Kristallographie, Mineralogie, Petrographie,
Geologie und Paläontologie**

Herausgegeben von

F. J. P. van Calker

Erster Band
II. Heft

Mit 8 Textabbildungen und 8 Tafeln

Preis 22 Mk. 50 Pfg.

Inhalt:

- I. H. J. Slijper, Kristallographische Untersuchungen der isomeren Acet- und Benztoluide.
- II. F. J. P. van Calker, Beiträge zur Geologie der Provinz Groningen.
- III. F. E. L. Veeren, Über die hydrologischen Verhältnisse des Untergrundes der Provinz Groningen.

Sammlung geologischer Führer:

- I. Geologischer Wegweiser durch das **Dresdener Elbtalgebiet** zwischen Meißen und Tetschen von Prof. Dr. R. Beck. Mit Karte. 2 Mk. 50 Pfg.
- II. Geologischer Führer durch **Mecklenburg** von Prof. Dr. E. Geinitz. Mit 15 Tafeln und Übersichtskarte. 8 Mk.
- III. Geologischer Führer durch **Bornholm** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 7 Textabbildungen und einer geologischen Übersichtskarte. 8 Mk. 50 Pfg.
- IV. Geologischer Führer durch **Pommern** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit Textabbildungen. 2 Mk. 80 Pfg.
- V. Geologischer Führer durch das **Elsaß** von E. W. Benecke, H. Bücking, F. Schumacher und E. van Werveke. Mit 56 Profilen und Abbildungen. 8 Mk.
- VI. Geologischer Führer in das **Riesengebirge** von Prof. Dr. G. Gürich. Mit 24 Abbildungen und 8 Tafeln. 5 Mk. 50 Pfg.
- VII. Geologischer Führer durch **Schonen** von Dr. And. Hennig, Dozent für Geologie an der Universität Lund. Mit 85 Textabbildungen und Übersichtskarte. 8 Mk. 50 Pfg.
- VIII. Geologischer Führer durch **Campanien** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 25 Abbildungen. 4 Mk.
- IX. Geologischer Führer durch **Oberitalien**. I. Das Gebiet der oberitalienischen Seen von Prof. Dr. A. Tornquist. Mit Beiträgen von Baltzer-Bern und Porro-Lario. Mit 80 Abbildungen. 5 Mk. 50 Pfg.
- X. Geologischer Führer durch die **Alpen**. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin von Prof. Dr. A. Rohtpletz. Mit 81 Textfiguren. 4 Mk.
- XI. **Das Berner Oberland und Nachbargebiete** von Prof. Dr. A. Baltzer. Mit 74 Figuren im Text und einem Routenkärtchen. Zwei Teile. 12 Mk. 50 Pfg.
- XII. Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Becken der nächsten **Umgebung von Wien** von Dr. Franz X. Schaffer. Mit 11 Abbildungen im Text. 2 Mk. 40 Pfg.

Soeben erschien:

- XIII. Geologischer Führer für Exkursionen im **Inneralpinen Wienerbecken**. II. Teil nebst einer Einführung in die Kenntnis seiner Faunen von Dr. Franz X. Schaffer. Mit 5 Doppeltafeln in Lichtdruck und 8 einfachen Tafeln in Autotyp. 5 Mk. 50 Pfg.

Die Sammlung wird fortgesetzt.

Sämtliche Führer in dauerhaften, geschmackvollen Leinenbänden.

Zeitschrift für Gletscherkunde, Band II Heft 5

Inhalt

Abhandlungen.	Seite
H. Hess: Alte Talböden im Rhonegebiet (mit 1 Tafel)	321
Kleinere Mitteilungen.	
M. Lagally: Abschluss der Vermessung des Suldenferners	362
F. C. Schulz: Gletscherforschungen in den südlichen Kalkalpen (Dolomiten)	364
J. Westmann: Form und Größe der Schneekrystalle	365
Bibliographie.	
Rezente Gletscher	366
Quartäre Eiszeit	367
Geschichte der Klimas und vorquartäre Eiszeiten	368
Register	369

Die »Zeitschrift für Gletscherkunde« erscheint in zwanglosen Heften, von denen fünf einen Band von etwa 25 Druckbogen zum Preise von 16 Mk. bilden. Die Ausgabe der Hefte erfolgt nach Massgabe des einlaufenden Materials.

Manuskripte, zur Besprechung bestimmte Bücher und Separatabdrücke sowie alle auf die Redaktion bezüglichen Anfragen und Mitteilungen sind an den Herausgeber **Professor Dr. Ed. Brückner, Wien III, Baumannstr. 8**, zu senden, geschäftliche Mitteilungen an die **Verlagsbuchhandlung Gebrüder Borntraeger in Berlin SW11, Großbeerenstraße 9**.

Die Mitarbeiter erhalten für Abhandlungen ein Bogenhonorar von 20 Mk. Kleinere Mitteilungen werden mit 30 Mk., Referate im Literaturbericht und Beiträge zur Bibliographie mit 64 Mk. für den Bogen honoriert.

Von Abhandlungen werden 30 Sonderabzüge ohne besondere Bestellung unentgeltlich, weitere Exemplare gegen mässige Berechnung geliefert.

UNIVERSITY OF MICHIGAN



3 9015 06832 5490

